

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME II

N° 1

P. 1-144 ; Pl. I-III

Périodique bimestriel publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6^e

1960

DÉCEMBRE 1960

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivalant à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 %, les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisations 1960 et 1961 : 35 NF (3 500 fr). Étranger : 40 NF (4 000 fr).

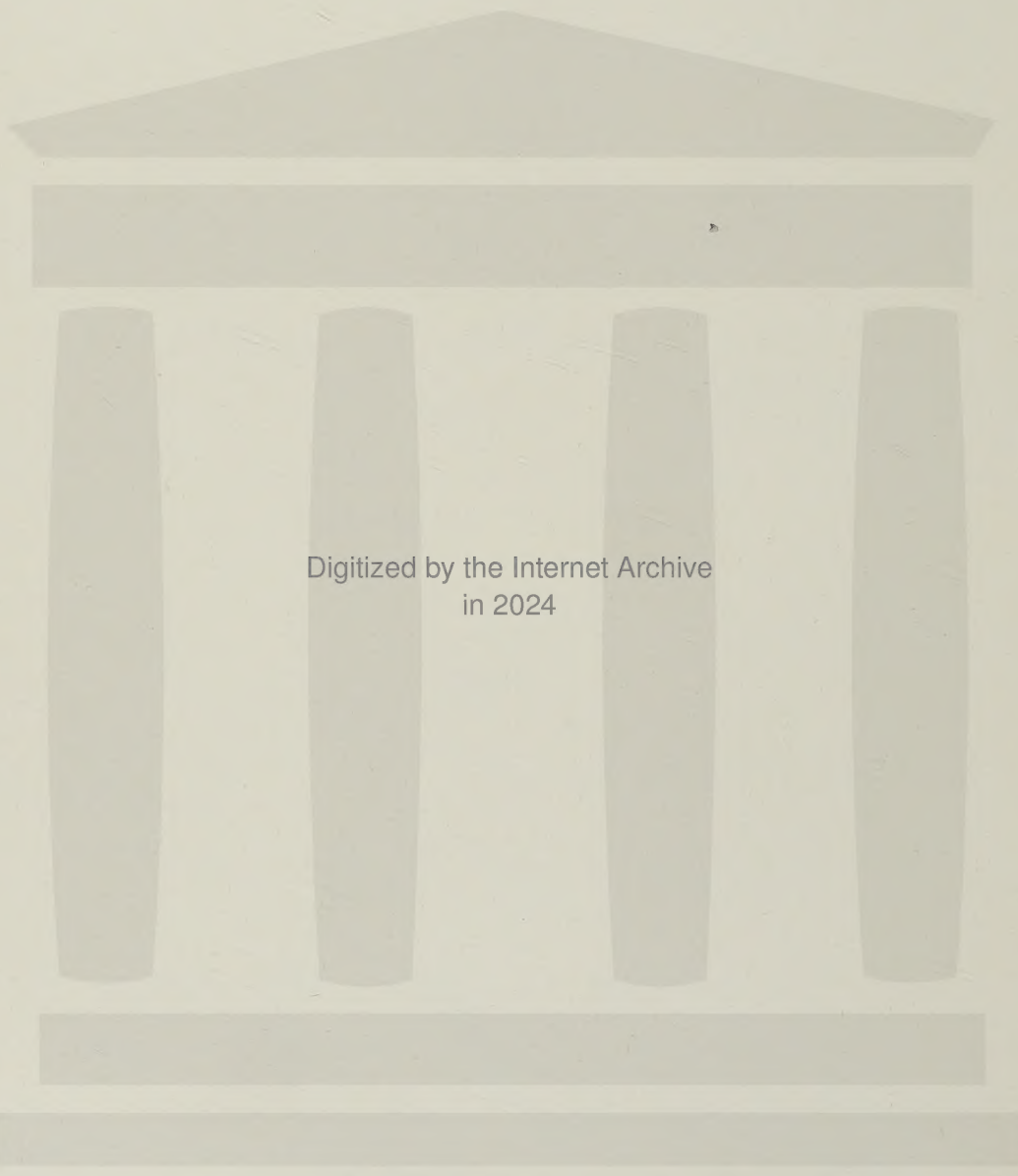
Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1960



Digitized by the Internet Archive
in 2024

La faune silurienne de Phulchauki près de Kathmandu (Himalaya du Népal)

par Pierre BORDET, Pierre CAVET et Jean PILLET*.

PLANCHE I.

Sommaire. — Les auteurs décrivent une faune d'âge silurien supérieur, trouvée dans le massif de Phulchauki au Sud de Kathmandu (Himalaya du Népal), en particulier quelques Brachiopodes des schistes grauwakeux (par P. Cavet) et des Trilobites trouvés dans une couche d'hématite (par J. Pillet).

Pour une raison inconnue, les couches qui affleurent au S de Kathmandu, seules dans tout le Népal méridional, ne sont pas métamorphiques et contiennent des fossiles.

Ces fossiles ont été signalés pour la première fois par J. B. Auden en 1935, juste au S du col de Chandragarhi (route de Raxaul à Kathmandu).

Mais cet auteur n'en a pas donné de détermination spécifique ; il mentionne : Cystoïdes, Brachiopodes (*Orthis* ?), Bryozoaires (Fénestellidés), tiges de Crinoïdes, et leur attribue un âge ordovicien.

Les couches fossilifères affleurent dans une

bande de terrains orientée WNW-ESE, sur une distance d'une vingtaine de kilomètres depuis l'W de Thankot jusqu'au S de Panoti. Les gisements les plus intéressants sont situés dans le massif de Phulchauki (2 650 m), au SE du village de Godavari, à une vingtaine de kilomètres au SE de Kathmandu.

Ils ont été reconnus par le Dr T. Hagen, puis exploités par le Service des mines de Kathmandu. Les géologues de ce service, MM. Malla et Shreshta les ont fait visiter à l'un de nous (P. B.) en 1957, et ils ont bien voulu lui confier les fossiles les plus intéressants qui y ont été récoltés.

I. Situation géologique.

La série de Phulchauki présente une structure orientée WNW-ESE. On y voit un anticlinal très redressé, bordé par deux synclinaux. Le cœur de ceux-ci est occupé par une épaisse série de dolomie gréseuse café au lait, tandis que l'anticlinal est formé uniquement de schistes et grauwalkes.

La succession que l'on relève sur le flanc sud de l'anticlinal est la suivante (fig. 1) :

10. dolomie gréseuse café au lait, azoïque, très épaisse, passant à :
9. marbres de Godavari, faciès récifal à Encrines et Orthocères ;
8. grauwalkes à Trilobites et Brachiopodes ;
7. quartzites (quelques mètres) ;
6. pélites grises ;

5. couche d'hématite à Trilobites (une quinzaine de mètres) ;
4. pélites grises et rougeâtres contenant des bancs à faciès griotte ;
3. quartzites (une cinquantaine de mètres) ;
2. grauwalkes à Brachiopodes passant à :
1. pélites grises.

Les couches de 2 à 9 mesurent environ 1 000 m de puissance.

Les fossiles proviennent de quatre niveaux différents :

niveau 9 : aucun fossile déterminable ; on y reconnaît des Encrines, Orthocères, Polypiers simples, quelques Brachiopodes ;

* Note présentée à la séance du 4 janvier 1960.

niveau 8 : il a fourni l'essentiel de la faune décrite ci-dessous ;

niveau 5 : dans sa partie ouest, il est formé d'hématite massive, mais il passe vers l'Est à une lumachelle de Trilobites, formée par de gros pisolites ferrugineux jointifs, dont les noyaux sont constitués de manière exclusive

par des débris de Trilobites : des têtes principalement, plus rarement des pygidia ou des thorax ; les individus sont extrêmement nombreux mais les restes sont souvent déformés ;

niveau 2 : aucun fossile déterminable ; la faune ressemble à celle du niveau 8.

Lors d'un premier passage à Kathmandu

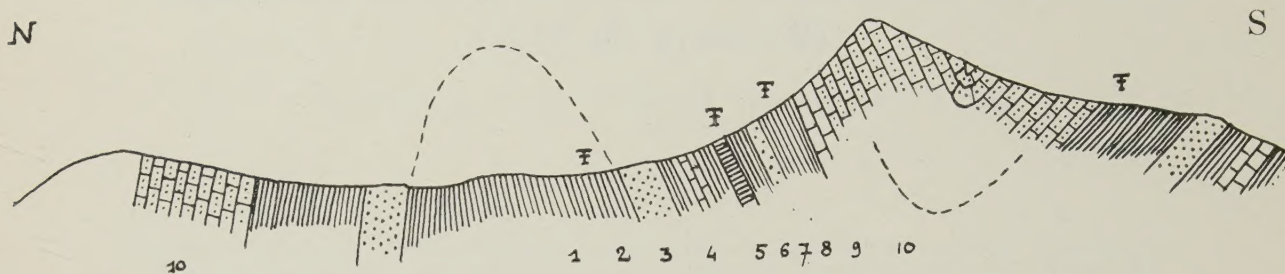


FIG. 1. — Coupe géologique du sommet de Phulchauki.
Longueur : env. 3 km.

en 1954, l'un de nous (P. B.) avait remarqué des fossiles dans les marbres des palais, les pierres d'appareil et les dalles de trottoirs. Ces fossiles

avait été pris pour des *Archaeocyathus*¹. Ce sont en réalité des tiges creuses de Cystidés de forme conique, inclus dans les marbres de Godavari.

II. Étude des faunes recueillies.

A) FAUNE DES MARBRES DE GODAVARI (niveau 9). — Connus sous le nom de marbres de Godavari, du nom du village où ils sont exploités en carrière, ces calcaires cristallins plus ou moins magnésiens, d'un gris bleuté, parfois blancs, violacés ou rouges, contiennent des articles de Crinoïdes pouvant atteindre de grandes dimensions, mais indéterminables. On y remarque aussi des Orthocères, des Polyptères simples, quelques rares coquilles, de Brachiopodes probablement.

B) FAUNE DES « SCHISTES GRAUWACKEUX » (niveau 8). — Il s'agit d'une formation franchement néritique et entièrement décalcifiée. Elle se présente sous l'aspect d'un schiste gréseux, très finement micacé, riche en moules internes et en empreintes de fossiles. Les Brachiopodes sont particulièrement abondants, mais on y reconnaît des représentants de nombreux autres groupes zoologiques. Comme c'est généralement le cas pour les restes organiques provenant d'un tel faciès, les fossiles sont non seulement mal conservés et fragiles, mais encore presque toujours déformés. La détermination en est par conséquent difficile. La liste

suivante ne peut être proposée qu'à titre provisoire, et sous réserve d'examen de nouveaux échantillons.

1. *Bryozoaires*. Les colonies ramifiées de Bryozoaires sont bien représentées dans le matériel étudié, mais il est impossible, pour l'instant du moins, de proposer la moindre détermination générique.

2. *Brachiopodes*.

Lingula sp. : 1 spécimen endommagé (sans intérêt stratigraphique).

Orthis cf. *O. patera* SALTER : 1 spécimen (espèce connue dans l'Ashgillien des îles Britanniques et le Silurien de Sardaigne).

Nicolella cf. *actoniae* SOWERBY : une dizaine de spécimens (Ordovicien moyen et supérieur de nombreuses régions).

Orthotetes pecten LINNÉ (?) : 4 empreintes ; cette espèce, surtout citée dans le Llandovery et le Wenlock, a été signalée par Reed [1906] dans les Namshim sandstones (Northern Shan States, en Birmanie) et par Reed [1912] dans l'Himalaya central, immédiatement au-dessous des quartzites de Muth.

Leptæna rhomboidalis WILCKENS : au moins 10 exemplaires ; espèce cosmopolite, bien connue pour son extension verticale considérable (Ordovicien à Carbonifère).

Dalmanella elegantula DALMAN (?) : 2 exemplaires (Ordovicien-Gothlandien).

1. BORDET P. et LATREILLE M. [1955].

Dalmanella cf. rostrata DREYFUSS 1948 : 3 exemplaires (Ashgillien, Montagne Noire, France).

Harknessella vesperilio SOWERBY (?) : 1 exemplaire (principalement Llandeilo, d'après Reed [1917]).

Atrypa reticularis LINNÉ (?) : 1 exemplaire (espèce cosmopolite, Silurien-Dévonien).

Atrypa imbricata SOWERBY : 1 exemplaire (Caradoc à Wenlock).

3. *Lamellibranches*.

Modiolopsis sp. : 6 exemplaires, appartenant vraisemblablement à plusieurs espèces, dont l'une pourrait être *Modiolopsis leightoni* WILLIAMS [1913, p. 346 et pl. 31, fig. 7-10] du Gothlandien (Pembroke formation, Maine, U. S. A.).

4. *Tentaculites*. Plusieurs exemplaires ont été identifiés sur le terrain, mais aucun n'a été rapporté.

5. *Céphalopodes*. Orthocères indéterminés.

6. *Échinodermes*. Nombreuses empreintes de

tiges pouvant appartenir à des Crinoïdes (Paléocrinoïdes) ou à des Cystoïdes. Les plaques et calices de Cystoïdes identifiés sur le terrain n'ont pas été joints au lot étudié. Les Cystoïdes paraissent avoir été très abondants dans le matériel décrit par Reed [1906, 1912 et 1915], en provenance du Silurien de Birmanie (Northern Shan States) ou de l'Himalaya central.

7. *Trilobites*. Une seule espèce représentée par plusieurs spécimens, déformés et aplatis, appartenant tous au genre *Pterygometopus*, et paraissant se rapporter à l'espèce. *P. dagon* REED 1915².

Il s'agit d'une espèce du Caradoc, mais il n'est pas possible de conclure à partir de cette seule détermination douteuse.

C) FAUNE DU MINÉRAI DE FER (niveau 5). —

Il s'agit d'une véritable lumachelle de Trilo-

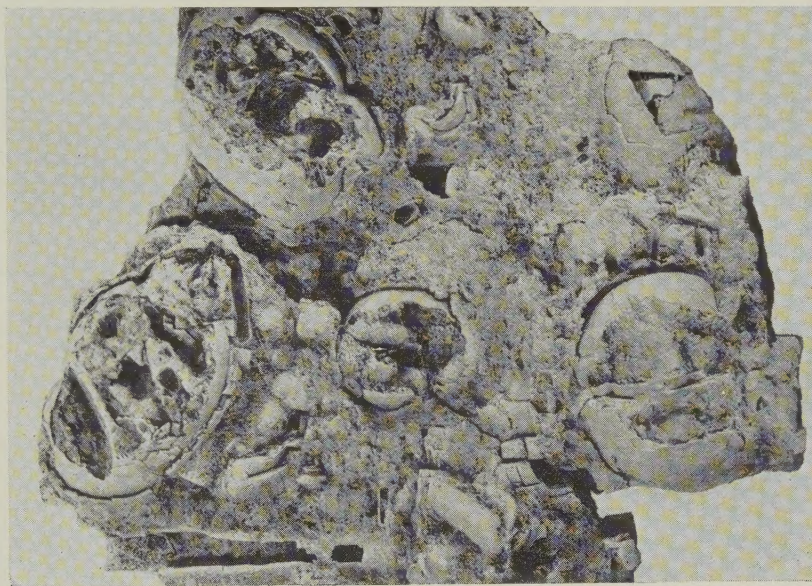


FIG. 2. — Lumachelle à *Illaeus namshinensis* REED 1915. Niveau 5. Gr. nat.

bites, il n'y a pas d'autre terme utilisable pour cette extraordinaire formation (fig. 2).

Malheureusement, l'état de conservation est très mauvais. La coquille est généralement conservée, mais très altérée, et ne laisse voir ni la structure du test, ni même les détails de ses surfaces interne ou externe. En outre, les empreintes en relief sont généralement formées d'oxyde de fer pulvérulent ; il ne reste souvent que le contour, et les contre-empreintes ne montrent guère plus de détails. Si l'on ajoute que

beaucoup de fossiles sont notablement déformés, on aura fait le tour des difficultés que rencontre la détermination.

La faune étudiée n'est pas très riche en espèces. Deux formes dominent très largement ; les autres ne sont, au moins dans le lot étudié, qu'à titre de spécimens isolés.

2. Cette espèce a été comparée à tort à *Dalmanitina proæva* BAR. par P. Bordet, P. Cavet, et J. Pillet [1959].

1. L'espèce la plus abondante est représentée par de nombreux céphalons et quelques pygidia d'un *Dalmanitidae* qui se rapportent à l'espèce décrite par Reed en 1906 sous le nom de *Phacops* (*Dalmanites*) *longicaudatus* var. *orientalis*. Il s'agit d'un représentant du genre *Dalmanites* str. s., provenant du Gothlandien des Northern Shan States (Birmanie). Les exemplaires étudiés sont exactement identiques à ceux décrits et figurés par Reed.

2. Presque aussi abondants sont des fragments d'*Illaeonidae* (céphalons surtout, rares pygidia) en assez mauvais état de conservation. Il s'agit de représentants du genre typique *Illaeon*, à lobe axial étroit (inférieur au tiers de la largeur totale) et à bouclier dépourvu de bordure concave (ce sont les caractères de la sous-famille des *Illaeoninae*), à angles géniaux arrondis, à pygidium grand, portant un axe net, mais petit, aux yeux de taille relativement grande.

Les exemplaires étudiés sont exactement superposables à ceux décrits par Reed en 1906 sous le nom d'*Illaeon* aff. *aemulus* SALTER 1866 — mais ils sont différents de l'espèce de Salter. Ces exemplaires ont été à nouveau décrits en 1915 par Reed sous le nom d'*Illaeon* *namshinensis* REED 1915.

Cette espèce se trouve également dans les Northern Shan States (Birmanie).

3. Un céphalon unique et incomplet — dépourvu de prolongements géniaux — appartient à la famille des *Harpeidae*. Il est délicat à déterminer car de nombreux caractères font défaut. Cependant, on peut, en procédant par élimination, conclure à son appartenance au genre *Aristoharpes* WHITTINGTON 1950 ou au genre *Scotoharpes* LAMONT 1948, qui est imparfaitement connu et est peut-être synonyme du précédent. Il est impossible de tenter une détermination spécifique.

Ce genre n'est connu que dans le Llandoveryen moyen et supérieur d'Europe. *Scotoharpes* existe dans les couches de Gale supérieures des îles Britanniques.

4. Un céphalon unique incomplet et déformé appartient au genre *Sphaerexochus*. L'appartenance à ce genre est certaine, mais la détermination spécifique est incertaine (*Sphaerexochus* aff. *mirus* BEYRICH 1845).

Ce genre est connu dans l'Ordovicien et le Gothlandien d'Europe, d'Amérique du Nord, de l'Inde et de l'Australie.

5. Un fragment de partie fixe de céphalon appartient à un *Asaphidae* génériquement indéterminable.

III. Étude systématique sommaire de quelques Brachiopodes des schistes grauwackeux

par P. CAVET.

Superfamille des **Orthacea**.

Orthis (?) sp. cf. *O. patera* SALTER.

MATÉRIEL : Empreinte de valve ventrale.

DESCRIPTION. Longueur = 22 mm ; largeur = 20 mm ; convexité : environ 4 mm. Ligne cardinale droite, longue de 13 mm ; crochet saillant, assez prononcé ; contour semi-elliptique. Ornementation faite de stries rayonnantes extrêmement fines et serrées, recoupées par des stries d'accroissement concentriques beaucoup plus grossières.

OBSERVATION. Cette forme rappelle par son ornementation *O. patera* SALTER, in Davidson [1871, p. 267 et pl. XXX fig. 1-8], du Caradoc supérieur, mais elle est plus longue que large

et non l'inverse. Elle rappelle aussi l'espèce décrite et figurée sous ce nom par Meneghini, in La Marmora [1857, p. 124 et pl. A, fig. 12 A] du Silurien de Sardaigne.

Famille des **Dalmanellidae** SCHUCHERT
et LE VENE 1929.

Genre *Dalmanella* HALL et CLARKE 1892.

Dalmanella cf. *rostrata* DREYFUSS.

Texte-fig. 3.

1948. *Orthis* (*Dalmanella*) *rostrata* DREYFUSS [p. 45-46 ; pl. V, fig. 7-11 ; pl. IX, fig. 12-13, 15-18].

MATÉRIEL. Une valve dorsale, une valve ventrale et une empreinte de valve ventrale.

DESCRIPTION. Forme générale ovulaire; angles cardinaux légèrement arrondis; ligne cardinale formant un angle très obtus, ouvert vers le bord frontal. Valves nettement plus longues que larges (dimensions respectives des trois spécimens : 16×13 mm, 17×14 mm, 16×12 mm); la convexité de la valve ventrale est de l'ordre de 3 mm; cette valve est dépourvue de pli médian; sur le spécimen non figuré, elle présente un très petit crochet saillant et recourbé en bec. La valve dorsale montre un sinus médian, étroit et peu prononcé.

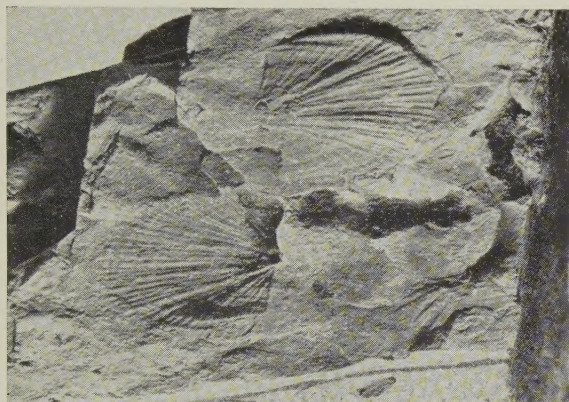


FIG. 3. — *Dalmanella* cf. *rostrata* DREYFUSS 1948.
Niveau 8 $\times$ 1,5.

En haut : valve dorsale ;
en bas : empreinte de valve ventrale.

L'ornementation consiste en une quinzaine de côtes primaires anguleuses et assez fortes, rayonnant à partir du crochet et donnant rapidement, par bifurcations successives en direction du bord frontal, des côtes beaucoup plus fines, très nombreuses, irrégulièrement espacées. On distingue aussi quelques stries d'accroissement concentriques.

OBSERVATIONS. Dans l'ensemble, ces caractères sont conformes à ceux qu'a indiqués M. Dreyfuss pour *D. rostrata*, dont les rapports et différences avec *D. elegantula* DALMAN ont été discutés par le même auteur.

Mais les caractères internes des valves n'étant pas observables, le doute demeure possible. On notera par ailleurs que les spécimens décrits ici présentent, pour la valve ventrale, une convexité moins prononcée que l'espèce créée par M. Dreyfuss.

Superfamille des **Strophomenacea** SCHUCHERT 1896.

Famille des **Strophomenidae** KING 1884.

Sous-famille des **Orthotetinae** WAAGEN 1850.

Genre **Orthotetes** FISCHER DE VALDHEIM.

Orthotetes pecten LINNÉ (?)

1870. *Strophomena pecten* L. in Davidson [p. 304 ; pl. XLIII, fig. 1-11].

1906. *Orthotetes pecten* L. in Reed [p. 97 ; pl. VI, fig. 6-7].

1912. *O. aff. O. pecten* L. in Reed [p. 317 ; pl. XX, fig. 6-8].

MATÉRIEL. Un fragment de la région umbonale d'une valve ventrale, et trois empreintes, dont deux à peu près complètes, de valves dorsales.

DESCRIPTION. Dimensions du plus grand spécimen (valve dorsale) : longueur = 13 mm ; largeur = 22 mm ; convexité à peine marquée. La plus grande dimension est atteinte le long de la ligne cardinale, parfaitement rectiligne. Contour semi-elliptique ; crochet très peu saillant, même sur la valve ventrale. Ornementation faite d'une cinquantaine de côtes rayonnantes, rectilignes et très fines, mais bien marquées et séparées par des intervalles un peu plus larges ; dans la région frontale, on note la présence de côtes intercalaires encore plus fines.

OBSERVATIONS. Ces caractères sont bien ceux des formes citées en référence, mais le matériel étudié est trop incomplet pour qu'il soit possible de se prononcer avec certitude.

Superfamille des **Atrypacea**.

Famille des **Atrypidae**.

Genre **Atrypa** DALMANN 1828.

Atrypa imbricata SOWERBY.

1839. *Terebratula imbricata* SOWERBY in Murchison's Silurian System, pl. 22, fig. 22.

1867. *Atrypa imbricata* Sow. in Davidson [p. 125 ; pl. XV, fig. 3 à 6 et 8 (non 7)].

1917. *A. imbricata* Sow. in Reed [p. 948].

MATÉRIEL. Une empreinte de valve dorsale, légèrement endommagée dans sa partie frontale gauche.

DESCRIPTION. Forme elliptique ; longueur = 10 mm ; largeur = 8 mm. Pli médian assez prononcé, orné de cinq fines côtes anguleuses ;

les ailes portent quatre côtes arrondies, séparées par des intervalles plus étroits. Ces diverses côtes sont recoupées et soulevées par des stries concentriques assez fortes, donnant à la surface un aspect légèrement noduleux.

OBSERVATIONS. Cette empreinte, conforme par son ornementation aux spécimens figurés par Murchison et Davidson, en diffère légèrement par ses dimensions un peu plus faibles et par sa forme, moins nettement circulaire.

IV. Étude systématique des Trilobites

par J. PILLET.

Superfamille des **Phacopoidea** SALTER 1864
emend. DELO 1935.

Famille des **Pterygometopidae** REED 1905
emend. PILLET 1953.

Sous-famille des **Pterygometopinæ** REED 1905
emend. PILLET 1953

Genre **Pterygometopus** SCHMIDT 1882.

GÉNOTYPE : *Calymene sclerops* DALMANN 1826.

Nous avons pris en 1953 ce genre comme type de la sous-famille des *Pterygometopinæ* qui, avec les sous-familles *Chasmopsinæ* PILLET 1953 et *Eomonoracheinæ* PILLET 1953, constituent les *Pterygometopidae* REED 1905. Ces trois sous-familles ont en commun l'excroissance latérale d'un lobe glabellaire (le frontal pour *Pterygometopinæ*, le premier lobe latéral pour *Chasmopsinæ*, les premier et deuxième lobes latéraux pour *Eomonoracheinæ*). W. Struve [1959, p. 489] ne reconnaît pas cette dernière sous-famille qu'il réunit à la sous-famille typique. Cependant les *Pterygometopinæ* (str. s.) présentent de véritables prolongements latéraux du lobe frontal de la glabella que l'on ne retrouve dans aucun autre genre attribué aux *Eomonoracheinæ*. Ni *Eomonorachus* DELO 1935, ni *Calypotaulax* COOPER 1930, ni *Ligometopus* ULRICH et DELO 1940, ni « *Homalops* » RÉMÉLÉ 1885 ne présentent de tels prolongements; en l'absence d'une connaissance précise de la phylogénie de ces genres, il n'y a aucune raison de les grouper dans la même sous-famille. *Calliops* DELO 1935, que Struve place dans les *Pterygometopinæ* (et que nous rapprochons plutôt de *Chasmops*), est également très différent. Seul *Josephulus* WARBURG 1925 peut être rapproché par la forme de la glabella mais le cours de la suture est très différent et il n'est même pas très sûr qu'il s'agisse d'un *Phacopoidea* ³.

La sous-famille des *Pterygometopinæ* doit donc être restreinte aux genres classiques

Pterygometopus SCHMIDT 1882 et *Achatella* DELO 1935. Struve place *Achatella* comme sous-genre de *Pterygometopus* et cette opinion est très justifiée. *Achatella* ne diffère de *Pterygometopus* que par sa très faible convexité générale et par ses yeux, de petite taille et très saillants, qui contrastent avec les larges yeux étalés de *Pterygometopus*. Les autres caractères invoqués par Delo sont très inconstants.

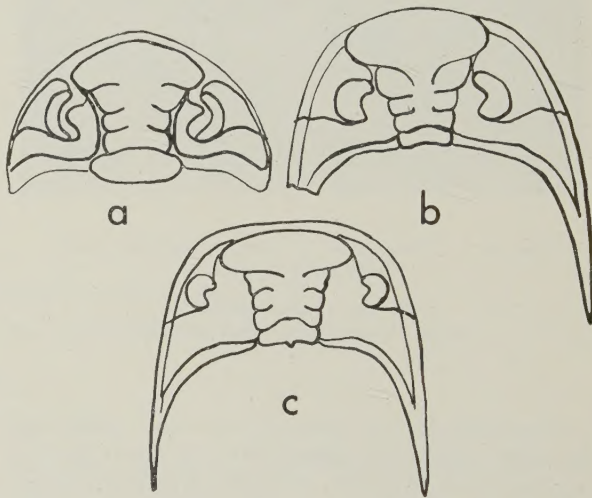


FIG. 4. — Sous-genres de *Pterygometopus*.

a : *Pterygometopus* (*Pterygometopus*) *sclerops* DALMAN 1826. —
b : *Pl. (Truncatometopus) truncatocaudatus* PORTLOCK 1843. —
c : *Pl. (Achatella) achates* BILLINGS 1860.

Achatella est pourvu de longues pointes génales, une partie des espèces de *Pterygometopus* également, tandis que le reste, avec *P. sclerops* DALMAN 1826, type du genre, en est dépourvu. Il semble y avoir lieu de séparer ces deux groupes d'espèces; la classification des *Pterygometopinæ* s'établit donc ainsi (fig. 4, a-c) :

3. *Isalux* FREDERICKSON et POLLACK 1952, que nous plaçons dans les *Eomonoracheinæ*, est reporté avec raison par Struve dans les *Monorakeidae* KRAMARENKO 1952.

— Genre *Pterygometopus* SCHMIDT 1882.

• Sous-genre *Pterygometopus* (*Pterygometopus* SCHMIDT 1882 (fig. 4 a), avec les espèces *P. (P.) sclerops sclerops* (DALMAN 1826), *P. (P.) sclerops angulata* SCHMIDT 1882, *P. (P.) brongniarti* (PORTLOCK 1843), *P. (P.) dagon* REED 1915, *P. (P.) exilis* (EICHWALD 1855), *P. (P.) laevigata* SCHMIDT 1882, *P. (P.) panderi* SCHMIDT 1882, *P. (P.) recurvus* OLIN 1906, *P. (P.) jukesii* (SALTER 1864), *P. (P.) alifrons* (SALTER 1864).

• Sous-genre *Pterygometopus* (*Truncatometopus*) nov. subgen. (fig. 4 b) (subgénéotype *Phacops truncatocaudatus* PORTLOCK 1843) avec, outre le subgénéotype, les espèces *P. (T.) trigonocephalus* (SCHMIDT 1882), *P. (T.) kuckersiana* (SCHMIDT 1882), *P. (T.) nieszkowskii* (SCHMIDT), *P. (T.) kegelensis* (SCHMIDT 1882).

• Sous-genre *Pterygometopus* (*Achatella*) DELO 1935 (fig. 4 c) (subgénéotype *Dalmanites achates* BILLINGS 1860) avec les espèces *P. (A.) carleyi carleyi* (MEEK 1872), *P. (A.) carleyi rogersensis* (FOERSTE 1910), *P. (A.) katharina* (BRADLEY 1930), *P. (A.) transrectus* (RAYMOND 1925).

Ces trois sous-genres sont exclusivement du Silurien.

Pterygometopus (*Pterygometopus*) *dagon*
REED 1915.

Pl. I, fig. 1 à 3 et texte-fig. 5 b.

1915. *Phacops* (*Pterygometopus*) *dagon* REED [pl. IX, fig. 1-15].

MATÉRIEL. Plusieurs céphalons incomplets, un pygidium avec 9 anneaux thoraciques.

LOCALITÉ. Niveau 8.

DESCRIPTION. Espèce de grande taille. Céphalon de contour surbaissé. Glabellle grande, trapézoïdale, peu convexe. Lobe frontal débordant de chaque côté dans le sillon dorsal correspondant. Sillons latéraux profonds, atteignant tous le sillon dorsal, laissant au centre de la glabellle un espace plus étroit que le tiers de la largeur. Anneau occipital étroit, un peu élargi sur la ligne médiane. Yeux de très grande taille, s'étendant depuis (en avant) le sillon latéral antérieur qu'ils dépassent même un peu, jusqu'à (en arrière) peu de distance du sillon bordant postérieur. Lobes palpébraux larges et convexes. Joues mobiles grandes, plates, angles génaux arrondis. Le céphalon est entièrement rebordé, la bordure étant plus étroite devant la glabellle.

Thorax large. Axe plus étroit que le tiers de la largeur totale, composé d'anneaux aplatis présentant chacun un gros tubercule latéral. Plèvres presque rectilignes, à peine recourbées. Terminaisons non visibles.

Pygidium triangulaire, légèrement ogival en

arrière. Axe étroit, composé de 11 ou 12 anneaux plats séparés par des sillons étroits. Pas de tubercules. 6 plèvres latérales peu recourbées, sillonnées de bout en bout. Bordure lisse, étroite en avant, s'élargissant en arrière.

OBSERVATIONS. Nos spécimens sont identiques à ceux décrits par Reed du Silurien de Birmanie. Ils diffèrent de *P. (P.) sclerops* (DALMAN 1826) par les yeux plus grands. *P. (P.) panderi* SCHMIDT 1882 diffère par son bord postérieur plus concave; *P. (P.) exilis* (EICHWALD 1855) a aussi des yeux plus petits et un lobe frontal plus saillant. *P. (P.) laevigata* SCHMIDT 1882 possède un lobe frontal plus étiré latéralement, et un espace médian, sur la glabellle, plus large. *P. (P.) brongniarti* (PORTLOCK 1843) est extrêmement voisin. Cependant le lobe frontal est un peu plus large et les yeux sont encore plus grands. *P. (P.) recurvus* (OLIN 1906) possède des yeux gigantesques qui occupent presque toute la surface jugale. *P. (P.) jukesii* (SALTER 1864) est bien plus large. *P. (P.) alifrons* (SALTER 1864) a un contour céphalique différent; le lobe frontal est moins saillant latéralement.

Famille des **Dalmanitidae** DELO 1935.

Sous-famille des **Dalmanitinae** REED 1905.

Genre *Dalmanites* BARRANDE 1852.

Dalmanites longicaudatus orientalis REED 1906.

Pl. I, fig. 4 et 5 et texte-fig. 5 a.

1906. *Phacops* (*Dalmanites* s. s.) *longicaudatus* (MURCHISON) var. *orientalis* REED [p. 138, pl. VIII, fig. 5, 11].

MATÉRIEL. Plusieurs céphalons déformés réduits à l'état de moules internes, 2 pygidia.

LOCALITÉ. Niveau 5.

DESCRIPTION. Céphalon de forme transverse, peu convexe. Glabellle élargie en avant, un peu aplatie. Cette glabellle est prolongée en avant par une pointe plus ou moins aiguë. Cette pointe fait partie de la glabellle dont elle n'est séparée que par une rupture de pente, sans vrai sillon. Lobe frontal grand, mais ne débordant pas latéralement. Sillon latéral antérieur très oblique, situé à peu près à la moitié de la longueur de la glabellle. Sillons latéraux moyens

transversaux, beaucoup plus courts, profonds près de la ligne médiane, mais faibles en dehors où, à l'union avec le sillon dorsal correspondant, ils ne sont plus représentés que par un fin sillon. Sillon latéral postérieur identique au

médian. Sillon occipital profond et sinueux. Anneau occipital plus large que les lobes postérieurs, sans tubercule. Yeux de grande taille, atteignant en avant le sillon latéral antérieur, en arrière touchant presque au sillon bordant

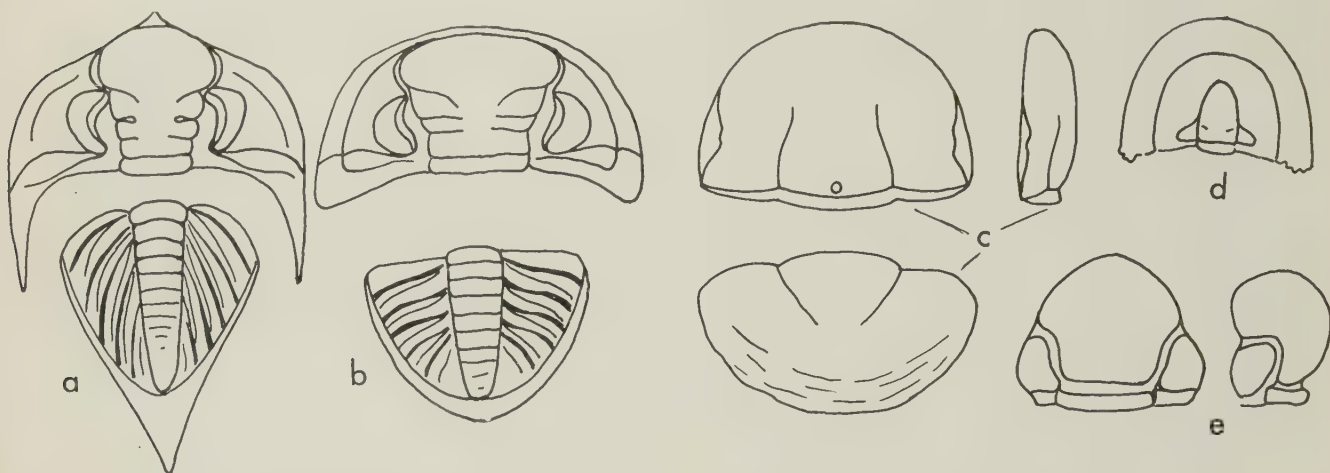


FIG. 5.

a : *Dalmanites longicaudatus orientalis* REED 1908. — b : *Pterygometopus (Pterygometopus) dagon* REED 1915. — c : *Iliaenus (Dysplanus) namshimensis* REED 1915. — d : *Aristoharpes* sp. — e : *Sphaerexochus aff. mirus* BEYRICH 1845.

postérieur. Librigènes aplaties, vastes, les côtés latéraux du céphalon étant presque parallèles. Pointes génales assez longues, aiguës.

Pygidium de forme triangulaire, peu convexe. Axe assez étroit (moins du tiers de la largeur totale), arrondi en arrière. Il porte une dizaine d'anneaux d'épaisseur décroissante, sans tubercule. Lobes pleuraux avec cinq côtes pleurales, dont la dernière est presque parallèle à l'axe. Ces plèvres sont sillonnées. Le pygidium est entouré d'une bordure nette et convexe. Cette bordure est étroite à la partie antérieure du pygidium puis s'élargit progressivement vers la partie postérieure pour finir par constituer une pointe médiane large, longue, aiguë et convexe. Cette pointe atteint en longueur la moitié de celle du pygidium.

OBSERVATIONS. Les échantillons étudiés correspondent exactement à ceux qui furent décrits sous ce nom par Reed, et qui provenaient des Namshim sandstones de Panghsapyé (Birmanie). Cette sous-espèce diffère de *Dalmanites longicaudatus* MURCHISON du Wenlockien anglais seulement par quelques points de détail. L'œil de la forme étudiée est plus grand, atteignant presque le sillon postérieur ; le nombre des anneaux axiaux du pygidium est plus grand ; la pointe caudale est plus large à la base.

Salter a distingué deux variétés dans la forme anglaise. La première, désignée sous le nom de

<i>D. long. longicaudatus</i>	<i>D. long. grindrodianus</i>	<i>D. long. orientalis</i>
Ceil n'atteignant pas en avant le sillon latéral antérieur		Atteignant
Ceil n'atteignant pas en arrière le sillon bordant postérieur		Atteignant presque
Pointes génales un peu divergentes	Pointes génales presque parallèles	
Épine frontale longue et étroite	Épine frontale courte et large	
8 à 10 anneaux axiaux au pygidium	9 à 11 anneaux	
Pointe caudale longue et étroite	Pointe caudale plus large et plus courte	

Phacops (Odontochile) longicaudatus MURCH. var. A *armiger* SALTER, correspond à la variété typique et doit porter le nom de *Dalmanites longicaudatus longicaudatus* (MURCHISON 1837). La seconde, var. B *grindrodianus*, doit porter le nom de *Dalmanites longicaudatus grindrodianus* (SALTER 1864). Ces deux variétés sont très voisines l'une de l'autre et proviennent des mêmes couches. La variété étudiée ici se rapproche surtout de la seconde forme. Le tableau ci-contre résume les différences entre les trois variétés de *Dalmanites longicaudatus* (MURCHISON).

Superfamille des **Scutelloidea** HUPÉ 1955.

Famille des **Illaenidae** HAWLE et CORDA 1847.

Sous-famille des **Illaeninae** RAYMOND 1916.

Genre **Illaenus** DALMAN 1826.

Sous-genre **Illaenus (Dysplanus)**
BURMEISTER 1842.

Illaenus (Dysplanus) namshimensis REED 1915.
Pl. I, fig. 7 et texte-fig. 5 c.

1906. *Illaenus aff. aemulus* SALTER in Reed [p. 130 ; pl. VII, fig. 20-20 A].
1915. *I. namshimensis* REED [pl. 10, fig. 1 à 5].

MATÉRIEL. Nombreux céphalons et pygidia imparfaitement conservés.

LOCALITÉ. Niveau 5.

DESCRIPTION. Céphalon semi-circulaire, peu convexe. Sillons dorsaux n'atteignant pas la moitié antérieure du céphalon. Ces sillons sont peu profonds, mousses. Ils ont une forme en S italique allongé, la courbe antérieure étant plus courte que la postérieure. Dans leur ensemble, les deux sillons dorsaux sont légèrement convergents en avant. Branche préoculaire de la suture longitudinale. Lobe palpébral très petit, situé aux 4/5 de la longueur du céphalon. Branche postoculaire très courte. Sillon occipital profond. Anneau occipital plat, un peu relevé en arrière. Cet anneau n'est pas limité latéralement et se continue presque sans transition avec la bordure postérieure des fixigènes. Un tubercule unique est situé sur la glabellle presque au contact du sillon occipital. Librigènes non conservées.

Pygidium bien plus court que le céphalon, transverse, arrondi en arrière en une courbe surbaissée. Rachis pygidial assez flou, limité par des sillons dorsaux très convergents, qui s'effacent avant de se réunir. Le rachis atteint presque la moitié de la longueur du pygidium. Doublure parcourue de grosses stries concentriques.

DISCUSSION. Nos spécimens répondent en tous points à l'espèce nommée *Illaenus aff. aemulus* SALTER et élevée en 1915 au rang d'espèce nouvelle (*Illaenus namshimensis*) par Reed. Cette espèce diffère en effet de *Illaenus aemulus* SALTER, telle que cette espèce fut redécrite par Reed en 1903, par son céphalon beaucoup moins allongé et par ses lobes palpébraux moins convexes.

Illaenus namshimensis REED 1915 ne présente pratiquement pas de différences avec *I. linnarsoni* HOLM 1883, mais nos spécimens ne sont pas suffisamment conservés pour que les affinités puissent être discutées.

Superfamille des **Cheiruroidea** ÖPIK 1937.

Famille des **Cheiruridae** HAWLE et CORDA 1847.

Sous-famille des **Sphaerexochinae** ÖPIK 1937.

Genre **Sphaerexochus** BEYRICH 1845.

Sphaerexochus aff. mirus BEYRICH 1845.
Pl. I, fig. 8 et 9 et texte-fig. 5 e.

1840. *Calymene clavifrons* HISINGER [p. 37, fig. 1].
1845. *Sphaerexochus mirus* BEYRICH [p. 21].
1846. *Sph. mirus* BEYRICH [pl. I, fig. 8].
1849. *Sph. calvus* M'COY [pl. 4, fig. 10].
1847. *Sph. mirus* BEYRICH in Hawle et Corda [fig. 72].
1852. *Sph. mirus* BEYRICH in Barrande [pl. XLII, fig. 11, 18].
1864. *Sph. mirus* BEYRICH in Salter [p. 77, pl. VI, fig. 1-6].

MATÉRIEL. Un unique céphalon déformé.

LOCALITÉ. Niveau 5.

OBSERVATIONS. L'unique céphalon déformé étudié ne permet pas une détermination spécifique précise, mais il présente tous les caractères de *Sphaerexochus mirus* BEYRICH 1845. Il en présente la forme hémisphérique au lobe frontal, extrêmement saillant, les lobes basaux presque circulaires et limités par un sillon profond, large et à fond plat.

Reed a décrit dans l'Ordovicien de Birmanie *Sphaerexochus idiotus* SALTER. Cette espèce est très différente de celle étudiée ici.

Le genre *Sphaerexochus* est connu dans l'Ordovicien et le Gothlandien de l'Europe, de l'Amérique du Nord, de l'Inde, de la Birmanie, de l'Australie.

EXTENSION. *Sphaerexochus mirus* BEYRICH est une espèce connue dans le Caradoc et le Wenlok anglais, dans le Gothlandien de Bohême, et dans celui de l'Amérique du Nord.

Superfamille des **Harpoidae** KOBAYASHI 1935
emend. HUPÉ 1955.

Famille des **Harpeidae** HAWLE et CORDA 1847.

Genre **Aristoharpes** WHITTINGTON 1950.

Aristoharpes sp.

Pl. I, fig. 6 et texte-fig. 5 d.

MATÉRIEL. Un unique céphalon érodé et incomplet.

LOCALITÉ. Niveau 5.

DESCRIPTION. Céphalon semi-circulaire. Glabellule convexe, arrondie en avant, aux côtés subparallèles. Lobes basaux glabellaires petits, à peine marqués. Tubercules oculaires et crêtes oculaires non visibles. Ailes petites, atteignant à peine le tiers de la longueur de la glabellule.

Elles sont à peu près semi-circulaires, à peine convexes, un peu déprimées par rapport aux lobes jugaux. Ceux-ci sont fortement convexes. Crête concentrique s'incurvant vers l'angle postérieur des lobes jugaux. Limbe plat, horizontal, dont la largeur moyenne est égale à celle de la glabellule. Les divers caractères ornementaux, et en particulier les fossettes du limbe, ne sont pas observables en raison de l'état de conservation.

OBSERVATIONS. Cet unique spécimen très imparfait appartient au genre *Aristoharpes* WHITTINGTON 1950 (ou au genre *Scotoharpes* LAMONT 1948, qui est mal connu et est peut-être synonyme). Ce genre diffère de *Harpes* GOLDFUSS 1839 qui a des ailes plus grandes, de *Lioharpes* WHITTINGTON 1950 dont les ailes sont de forme différente et les tubercules oculaires plus grands. Il est plus proche des genres ordoviciens *Selenoharpes* WHITT. 1950, de forme plus surbaissée, et *Paraharpes* WHITT. 1950 dont les ailes ne sont pas déprimées. Les genres *Eoharpes* RAYMOND 1905, *Dolichoharpes* WHITT. 1950 et *Platyharpes* WHITT. 1950 sont très différents. Les genres décrits par Lamont en 1948 sous les noms de *Metaharpes* et de *Dubhglassina* sont trop mal connus pour être comparés.

L'unique spécimen est trop mal conservé pour donner lieu à une discussion spécifique.

EXTENSION. *Aristoharpes* n'est connu que dans le Llandoverien moyen et supérieur d'Europe. *Scotoharpes* existe dans les couches de Gala supérieures des îles Britanniques.

Conclusion. Âge des faunes de Phulchauki.

La faune de Trilobites du minerai de fer indique un âge gothlandien, sans qu'il soit possible de préciser davantage sur le seul critère paléontologique.

Quant à la faune des schistes grauwaqueux, en dépit du caractère incertain des déterminations, elle doit être tenue pour antérieure au Dévonien. Elle appartient vraisemblablement à des niveaux assez élevés du Silurien, allant du Caradoc au Wenlok. Par suite des conditions dans lesquelles les échantillons ont été récoltés, il n'est pas impossible qu'il y ait eu mélange de faunes n'ayant pas toutes rigoureusement le même âge, ce qui expliquerait la relative imprécision de notre datation.

On peut noter une remarquable convergence de faciès entre cette formation grauwaqueuse et les « schistes troués » ashgilliens à Brachiopodes, Bryozoaires et Cystoïdes de la zone axiale paléozoïque des Pyrénées orientales françaises [Cavet, 1957].

Enfin, les dolomies gréseuses azoïques, superposées aux niveaux fossilifères qui viennent d'être décrits, seraient d'âge dévonien. Elles constitueraient l'équivalent des célèbres quartzites de Muth, également azoïques, et tenus pour représenter le Dévonien dans l'Himalaya, car ils sont encadrés, au Cachemire, entre du Silurien et du Carbonifère fossilifères.

Bibliographie.

Géologie.

- AUDEN J. B. (1935). — Traverses in the Himalaya. *Rec. geol. Surv. India*, vol. 69, p. 123-167.
- BORDET P. et LATREILLE M. (1955). — La géologie de l'Himalaya de l'Arun. *B. S. G. F.*, (6), V, p. 529-542.
- BORDET P., CAVET P. et PILLET J. (1959). — Sur l'existence d'une faune d'âge silurien dans la région de Kathmandu (Himalaya du Népal). *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 1547-1549.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 254.

Paléontologie.

- BARRANDE J. (1852). — Système silurien du centre de la Bohême. 1^{re} partie : Recherches paléontologiques. I. Crustacés : Trilobites, 935 p., 51 pl.
- BEYRICH E. (1845). — Über einige böhmische Trilobiten, Bd 1, 47 p., 1 pl.
- (1846). — Untersuchungen über Trilobiten. Zweites Stück. Als Fortsetzung zu der Abhandlung : Ueber einige böhmische Trilobiten, 37 p., pl. 1-4.
- BURMEISTER H. (1843). — Die Organisation der Trilobiten, aus ihren lebenden Verwandten entwickelt, nebst einer systematischen Uebersicht aller Zeiten beschriebenen Arten, 147 p., pl. 1-6.
- DALMAN J. W. (1827). — Om *Palaeaderma*, eller de så kallade Trilobiterna. *Kungl. Vetens. Ac. Handl. f. 1826*, pp. 113-152, 226-294, pl. 1-6.
- DAVIDSON Th. (1866-1871). — A Monograph of the British fossil Brachiopoda. Part VII : Silurian Brachiopoda. *Palaeontogr. Soc.*, vol. XIX, XX, XXII et XXIV, p. 1-397, 50 pl.
- DELO D. M. (1935). — A revision of the phacopid Trilobites. *Journ. Pal.*, (9), vol. V, p. 402-420, 45 fig.
- (1940). — Phacopid Trilobites of North America. *Geol. Soc. America, sp. Papers*, n° 29, 135 p., 13 pl.
- DREYFUSS M. (1948). — Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXVII, n° 58, p. 1-63, pl. I-IX.
- EICHWALD E. (1851). — Naturhistorische Bemerkungen, als Beitrag zur vergleichenden Geognosie, auf einer Reise durch die Eifel, Tyrol, Italien, Sizilien und Algier gesammelt. *Nouv. Mém. Soc. Natur. Moscou*, vol. 9, 464 p.
- (1852-1860). — *Lethaea rossica*.
- GOLDFUSS A. (1839). — Beiträge zur Petrefaktenkunde. — B : Beiträge zur Familie des fossilen Crustaceen. *Nov. Act. Phys., Med. Ac. Caes. Leop.-Car.*, Bd 19, p. 1.
- HAWLE I. et CORDA A. J. C. (1847). — Prodrom einer Monographie der böhmischen Trilobiten. *Abh. kon. böhm. Ges. Wiss.*, (5), Bd V, p. 1-176, pl. 1-7.
- HUPÉ P. (1953-1955). — Classification des Trilobites. *Ann. Pal.*, t. XXXIX (1953) et XLI (1955), 345 p., 247 fig.-texte.
- KIELAN Z. (1956). — On the stratigraphy of the Upper Ordovician in the Holly Cross Mts. *Acta geol. Polonica*, vol. VI, p. 57-64, pl. I-IV.
- KOBAYASHI T. (1935). — The cambro-ordovician formations and faunas of South Chosen with a special study on the cambrian Trilobite genera and families. *Journ. Fac. Sc. imp. Univ. Tokyo*, sect. 2, vol. 4, pt. 2.
- LAMONT A. (1948 a). — B. B. Bancroft's geological works. — 2. Upper ordovician of the Cross fell inlier. *Quarry Man. Journ.*, vol. 31, pp. 416-419, 466-469.
- (1948 b). — Indications of cephalic sutures in *Trinucleidae* and *Harpedidae*. *Nature*, vol. 162.
- M'COY F. (1849). — On the classification of some british fossil Crustacea, with notices of new forms in the University collection at Cambridge. *Ann. Mag. nat. Hist.*, (2), vol. IV, p. 392-414.
- OLIN E. (1906). — Om de Chasmopskalken och Trinucleusskiffern motsvarande bildningare i Skane. *Lunds Univ. Arsskr.*, N. F., Afd. 2, Bd 2, n° 3.
- ÖPIK A. (1937). — Trilobiten aus Estland. *Publ. geol. Inst. Univ. Tartu*, n° 52.
- PILLET J. (1953). — La classification des *Phacopacea* (Trilobites). *B. S. G. F.*, (6), III, p. 817-839, 3 pl.-texte, 3 fig.
- PORTLOCK J. E. (1843). — Report on the geology of the county of Londonderry and of parts of Tyrone and Fermanagh.
- RAYMOND P. E. (1916). — New and old silurian Trilobites from the South-Eastern Wisconsin, with notes on the genera of the *Illecebridae*. *Bull. Mus. comp. Zool. Harvard Coll.*, vol. 60, n° 1, p. 1-44, pl. I-IV.
- REED F. R. C. (1905). — The classification of *Phacopidae*. *Geol. Mag.*, n. s., (5), vol. 11, p. 171-178 et 224-228.
- (1906). — The lower palaeozoic fossils of the northern Shan States, Burma. *Pal. Indica*, n. s., vol. II, n° 3.
- (1912). — Ordovician and silurian fossils from the central Himalayas. *Ibid.*, ser. XV, vol. VII, n° 2.
- (1915). — Supplementary memoir on new ordovician and silurian fossils from the northern Shan States. *Ibid.*, n. s., vol. VI, n° 1, 122 p., 12 pl.
- (1917). — The ordovician and silurian Brachiopoda of the Girvan District. *Trans. roy. Soc. Edinburgh*, vol. LI, n° 26, p. 795-998, 24 pl.
- SALTER I. W. (1864-1883). — A monograph of british Trilobites from the Cambrian, Silurian and Devonian formations. *Palaeontogr. Soc.*, vol. XV, XVII, XVIII, XX, 224 p., 30 pl.
- SCHMIDT F. (1881). — Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I. Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden. *Mém. Ac. imp. Sc. St.-Petersbourg*, (7), vol. XXX, n° 1, p. 1-238, pl. I-XVI.
- (1886). — *Id.* — Abt. III. Illaeniden, von G. HOLM. *Ibid.*, (7), vol. XXXVI, n° 8, p. 1-173, pl. I-XII.
- (1894). — *Id.* — Abt. IV. Calymmeniden, Proetiden, Bronteiden, Harpediden, Trinucleiden,

- Remopleuriden und Agnostiden. *Ibid.*, (7),
vol. XLII, n° 5, p. 1-93, pl. I-VI.
- STRUVE W. (1959). — *Phacopida*. In R. C. MOORE, Treatise on invertebrate paleontology, Part O, Arthropoda 1, p. 461-495.
- WHITTINGTON P. D. (1949). — A monograph of the british Trilobites of the family Harpidae. *Palaeontogr. Soc.*, vol. CIII, p. 1-55 (1950).
- WILLIAMS H. S. (1913). — New species of silurian fossils from the Edmund and Pembroke formations of Washington County, Maine. *Proc. U. S. nat. Mus.*, vol. 45, n° 1985.

LÉGENDE DE LA PLANCHE I.

FIG. 1 à 3. — *Pterygometopus* (*Pterygometopus*) *dacon* REED 1915. Niveau 8.

1 : céphalon; 2 : thorax et pygidium (ces deux figures gr. nat.); 3 : moulage d'une contre-empreinte de céphalon avec l'œil, $\times 3$.

FIG. 4 et 5. — *Dalmanites longicaudatus orientalis* REED 1908. Niveau 5. $\times 3$.

4 : moulage d'une contre-empreinte de céphalon; 5 : pygidium.

FIG. 6. — *Aristoharpes* sp. Niveau 5. $\times 2$.

FIG. 7. — *Illænus* (*Dysplanus*) *namshimensis* REED 1915. Moulage d'une contre-empreinte de céphalon. Niveau 5 Gr. nat.

FIG. 8 et 9. — *Sphaerexochus* aff. *mirus* BEYRICH 1845. Céphalon face et profil. $\times 2$.

FIG. 10. — Lumachelle à *Illænus* (*Dysplanus*) *namshinensis* REED 1915 (a) et à *Dalmanites longicaudatus orientalis* REED 1908 (b). Niveau 5. Gr. nat.

Photos LERICHE, Sorbonne.

Sur l'extension des « durbachites » et autres roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges (Haut-Rhin)

par Jean-Paul VON ELLER*.

Sommaire. — Les faciès basifiés (durbachites et roches voisines) au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin) ont été cartographiés.

Leur origine semble liée à la fois à la nature de la roche d'origine, au voisinage du granite à biotite et amphibole dit granite des crêtes, et à la proximité, à une faible profondeur, du granite grossier à deux micas (type « granite du Brézouard »).

Les microsyénites, qui s'allongent plus au Nord dans les gneiss d'Urbeis en bordure du granite à amphibole, sont sommairement décrites et comparées aux durbachites.

Le granite à amphibole allie des caractères magmatiques à des caractères métasomatiques.

Ces roches, signalées à maintes reprises par d'anciens auteurs [Groth, 1877 ; Bruhns, 1899 ; Sauer, 1893], ont attiré récemment l'attention des géologues vosgiens. J. Jung et M. Chenevoy [1951], en premier lieu, ont remis en chantier l'étude de ces roches ; le problème fut présenté par J. Jung [1955] au Colloque international de pétrographie à Nancy.

Pratiquement les recherches ont porté sur les remarquables gisements de durbachites au N de Sainte-Croix-aux-Mines ; pour plus amples détails nous renvoyons le lecteur aux publications citées plus haut. Rappelons simplement qu'il s'agit de gneiss syénitiques sombres, généralement œillés de microcline, considérés par J. Jung comme des faciès de bordure basifiés, à la limite gneiss — granite des crêtes.

Au courant des dernières années la cartographie du pays granitique et gneissique de Sainte-Marie-aux-Mines a progressé et il est apparu que ce faciès particulier avait une extension presque générale à proximité du granite encaissant (fig. 1).

Les plus remarquables de ces formations sont sans conteste celles du Bonhomme, de Sainte-Croix-aux-Mines, et du Sarrebachtal au SE de Lièpvre. Mais on aurait tort de négliger les bandes d'importance moindre, car elles permettent des observations fondamentales.

Il faut également signaler les faciès sombres, surmicacés, répandus dans la bordure même du granite avoisinant.

DE QUELQUES PARTICULARITÉS PÉTROGRAPHIQUES DES DURBACHITES. — a) Près de la ferme « aux Eaux », à proximité du Bonhomme, on trouve en plus de la biotite abondante un pyroxène incolore à peine ouralitisé ($2 V_z = 56^\circ$; $Z_c = 40$ à 48°), associé à une actinote à peine verdâtre ($2 V_z = 75$ à 80° ; $Z_c = 16$ à 19°). Généralement l'amphibole englobe ou prolonge le pyroxène. Les ferromagnésiens sont souvent agglomérés en nids ; les déformations des minéraux témoignent d'une tension syncristalline lors de la cristallisation ; bien qu'orientés, les phénocristaux de microcline sont les plus indemnes.

b) A l'W d'Échery, le foisonnement de ces cristaux devient localement tel que les ferromagnésiens disparaissent.

c) Dans le Sarrebachtal, au SE de Lièpvre, le quartz reste assez abondant dans le gneiss œillé surmicacé, au point que l'on distingue parfois des résidus de la trame gneissique originelle. Dans ce secteur, la feldspathisation est particulièrement caractéristique ; les phénocristaux de microcline sont manifestement postérieurs à la basification, voire à une phase cataclastique qui a affecté la trame.

Toutes ces bandes basifiées ont pris naissance au sein de leptynites et de gneiss leptynitiques à grenat. Il apparaît d'autre part que si le faciès gneiss œillé syénitique de Sainte-

* Note présentée à la séance du 18 janvier 1960.

Croix-aux-Mines est dominant, il existe des variantes, les unes plus alcalines, les autres plus siliceuses. Signalons encore l'abondance exceptionnelle de minéraux accessoires tels que apatite, sphène (une analyse chimique accuse 1,2 % P_2O_5 et 1,45 % TiO_2).

PRÉSENCE DE GRANITES A DEUX MICAS DANS LE VOISINAGE DES DURBACHITES. — a) A la hauteur du Bonhomme, la bande de granite grossier à deux micas que l'on peut suivre depuis Longemer s'amincit à partir du col du Bonhomme, et disparaît en biseau ; à l'E de

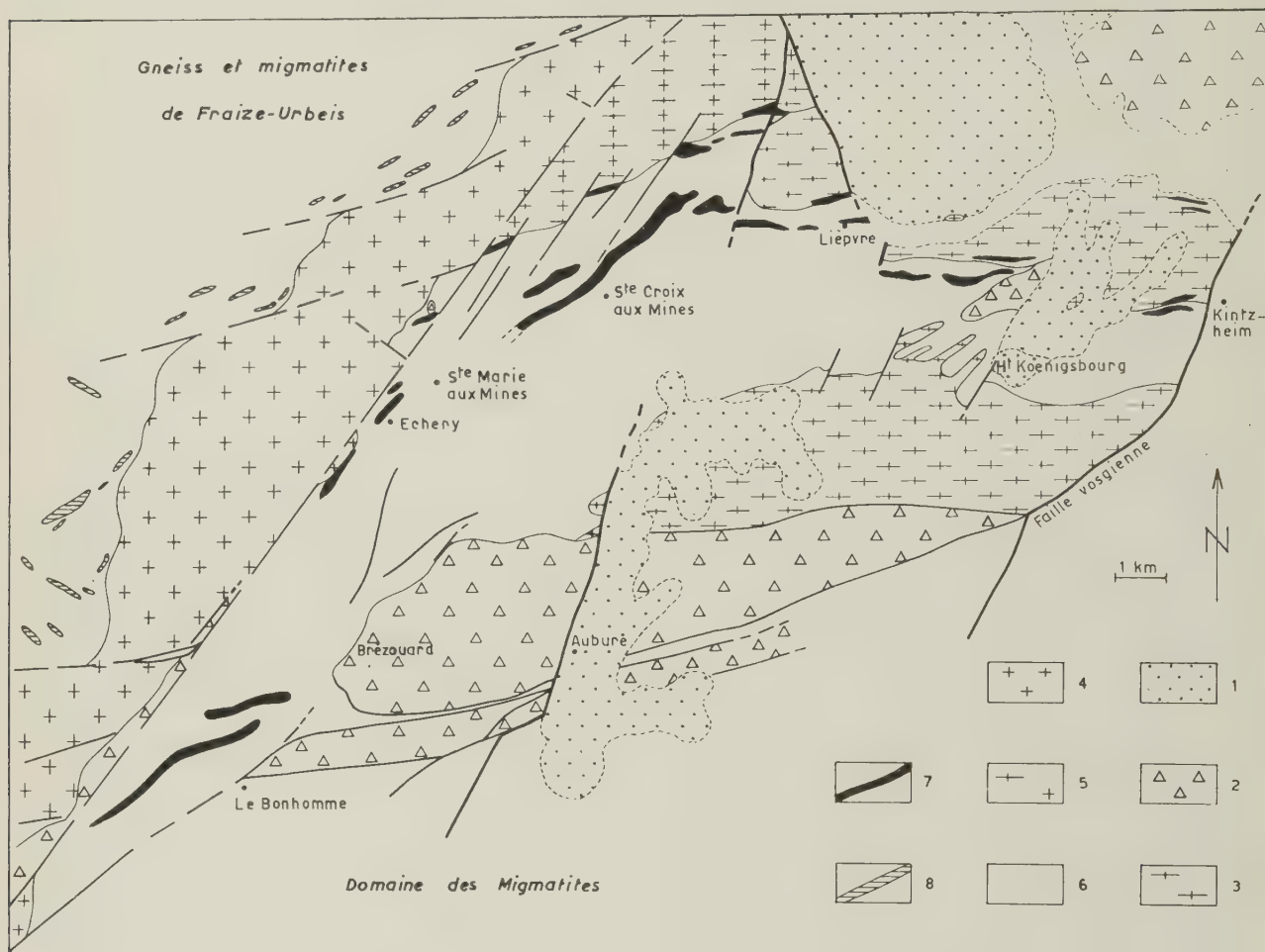


FIG. 1. — Répartition des roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines.

1 : Permo-Trias. — 2 : granites à deux micas. — 3 : granite à biotite avec phénoblastes de microcline. — 4 : granite à amphibole et biotite. — 5 : granites intermédiaires, pauvres en amphibole. — 6 : gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. — 7 : durbachites et faciès basifiés à phénoblastes de microcline. — 8 : microsyénites (cortège du granite à amphibole).

ce biseau, le granite du Brézouard relaye ce granite et atteint la plaine d'Alsace.

b) Vers le Nord, le granite à deux micas du col du Bonhomme se prolonge cependant en profondeur comme en témoignent les escarpements du fond du Fenarupt, près de Sainte-Marie-aux-Mines, les rhyolites connues au Robinot à l'W de Sainte-Marie, des microgranites à pinite

récemment cartographiés au sein du granite des crêtes [Kern, 1960] à quelques kilomètres plus au Nord.

c) Dans les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, on ne connaît pratiquement que les microgranites et rhyolites à pinite que Klipfel [1959] a pu apparenter au granite du Brézouard. En outre, au N du Haut-Koenigsbourg affleurent

plusieurs petits massifs de granite du même type dont l'un d'eux a déjà été signalé par Arabu en 1930. Au S de Lièpvre existe également une bande de granite à deux micas ; il s'agit ici d'un granite syntectonique à tourmaline.

d) Il est intéressant finalement de pouvoir rattacher le granite grossier à deux micas de Dambach-Scherwiller à ce groupe de granites intrusifs pour saisir leur importance, sinon en affleurement, du moins en profondeur.

Remarque. Ces granites ne doivent pas être confondus avec les granites saccharoïdes à deux micas du domaine des migmatites, au S de la zone tectonique de Ribeauvillé. Dans le cas décrit ici, nous avons affaire à des roches présentant des caractères magmatiques (quartz automorphe, faciès marginaux répandus, cortèges filoniens).

FILONS ET MASSES MICROSYÉNITIQUES DE LA BORDURE NORD ET NORD-OUEST DU GRANITE A AMPHIBOLE. — Le granite à amphibole et biotite s'étend entre les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les gneiss de Fraize-Urbeis. Une brève note [von Eller, 1958] avait indiqué le gisement de ce granite en lame superposée aux gneiss de Fraize-Urbeis ; la base du granite au contact des gneiss est sombre, mais la structure ne rappelle pas celle des durbachites du Sud. Ici se pose un problème que nous ne pouvons qu'effleurer dans le cadre de la présente note : celui des importantes masses de microsyénites porphyriques que l'on rencontre fréquemment au sein des gneiss de Fraize-Urbeis, en bordure du granite, et dont les caractères filoniens sont évidents (« deux temps de cristallisation », mésostase de type granophyrique présentant une tendance à l'orientation, bordure sombre des biotites comme c'est le cas fréquemment dans certains lamprophyres syénitiques). Certains caractères sont cependant insolites : telle la coexistence de microcline typique et d'anorthose, d'une biotite rouge titanifère et d'une amphibole incolore, typiques des durbachites.

CARACTÈRES COMMUNS ET CARACTÈRES DISTINCTIFS DU GRANITE, DES DURBACHITES ET DES MICROSYÉNITES. — *Minéralogie.* Les compositions minéralogiques sont presque identiques, à la présence de quartz près ; grande abondance d'apatite surtout dans la durbachite. Les phénocristaux de feldspath potassique sont relativement rares dans les microsyénites, mais présentent partout une zonation caractéristique.

Les orientations des macles des feldspaths et des amphiboles mesurées par rapport au Nord magnétique ont des valeurs communes [Lécorché, 1959], à peine influencées, dans le cas des microsyénites, par la direction d'allongement du gisement.

Structure. C'est ici que l'on trouve des différences. Le granite est porphyroïde à phénocristaux de microcline poëcilitiques. La durbachite est granoblastique à trame cloisonnante (mica, amphibole). Dans les microsyénites, des phénocristaux parfois corrodés se détachent sur une mésostase de type granophyrique, plus ou moins fine.

Température de formation (d'après la méthode de Barth [1956]).

Granite : $670^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}$.

Durbachite : $520^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}$.

Microsyénite : $530^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}$.

Radioactivité. Le granite ainsi que la microsyénite donnent plus de 20 ions/cm³/s ; la durbachite 9 ions/cm³/s¹ ; par ce côté, la durbachite s'apparente au gneiss encaissant.

Dans l'ensemble, les microsyénites ont le plus de points communs avec le granite voisin, dont elles se différencient essentiellement par la structure et la rareté des grands feldspaths potassiques ; l'analyse chimique accentue cette analogie.

INTERPRÉTATION DE CES FAITS ET CONCLUSIONS. — A. *Durbachites.* Nous avons présenté les gisements de gneiss basifiés, le plus souvent syénitiques, actuellement connus en bordure du granite et au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines.

Il apparaît que la genèse de ces « durbachites » a eu lieu en deux temps au moins, à partir de formations préexistantes, généralement leptynitiques :

— basification proprement dite par « désilication » [Reynolds, 1946] et accumulation de Fe—Mg sous forme d'amphibole et de pyroxène. Cette première phase semble avoir eu lieu dans des conditions de tension tectonique ; elle est liée à l'apparition des granites à biotite et amphibole, dont la tendance syénitique a été récemment décrite par Cl. Gagny [1959] dans la région de Gérardmer.

— feldspathisation plus ou moins intense, conduisant à l'apparition de phénocristaux de microcline en troupeaux ; en même temps les amphiboles ont été transformées en grande

1. Ces valeurs ont été aimablement communiquées par M. J. P. Rothé.

partie en biotite, qui cloisonne actuellement les phénocristaux de feldspath.

Cette phase semble liée à la mise en place des granites porphyroïdes récents à deux micas comme le suggèrent la présence de ces granites à proximité des roches basiques à phénocristaux et du granite syénitique des crêtes, la parenté minéralogique des feldspaths du granite à deux micas et des roches à porphyroblastes, enfin le foisonnement inhabituel de porphyroblastes dans la bande de granite des Verreries située immédiatement au N du granite du Brézouard à deux micas.

La mobilité des éléments qui ont migré lors de ces cristallisations a été sans doute favorisée par la présence de quantités insolites de constituants accessoires repérables actuellement sous forme d'apatite et de sphène.

Si l'on calcule la température de formation de l'une de ces durbachites d'après la méthode de Barth [1956], on obtient : $T = 520^{\circ} \pm 50^{\circ}$. On ne saisit ici que la phase finale, mais cette valeur reste dans le domaine des températures indiquées par Barth pour les gneiss, en particulier pour les gneiss granitiques, ce qui confirme le caractère métamorphique des durbachites.

B. *Microsyénites*. Ces roches ne se développent que dans le domaine marginal au N et à l'W du massif granitique. Elles représentent, au

sein des gneiss d'Urbeis, la réplique des durbachites dans les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. On ne peut cependant pas manquer d'être frappé par l'allure magmatique des microsyénites en opposition avec les caractères métasomatiques si marqués des durbachites ; on pourrait les interpréter comme des apophysés du granite ; leur mise en place aurait été, sinon magmatique, du moins intrusive, comme le suggèrent les déformations généralement observées dans la bordure des filons.

C. *Granite*. Durbachites et microsyénites, étroitement apparentées au granite qu'elles encadrent, sont cependant très dissemblables entre elles, surtout du point de vue génétique. Le granite lui-même varie très progressivement de la bordure des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines jusqu'au contact avec les gneiss d'Urbeis, surtout dans sa partie orientale où les conditions d'observation sont favorables.

Nous sommes en présence, selon toute vraisemblance, d'un corps granitique à double personnalité : métasomatique au Sud-Est, c'est-à-dire au niveau de son « toit » actuel, intrusif de style magmatique au Nord-Ouest (« plancher » actuel du granite). L'étude de la partie occidentale et méridionale du massif se poursuit dans le détail et nous pouvons déjà espérer y trouver confirmation de cette façon de voir.

Bibliographie.

- ARABU N. (1930). — Sur les gneiss et les granites de la zone de Sainte-Marie-aux-Mines (Alsace). *B. S. G. F.*, (5), XXX, p. 445-447.
- BARTH T. F. W. (1956). — Studies in gneiss and granite. *Skrift. Norske Vid. Ak. Oslo, Math. Naturv. Kl.*, n° 1.
- BRUHNS W. (1899). — Das Gneiss- und Granitgebiet nördlich von Markirch. *Mitt. geol. Land. Els. Lothr.*, Bd V, p. 1-10.
- ELLER J. P. VON (1958). — Mode de gisement du granite des crêtes à l'W de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges centrales). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 11, fasc. 2, p. 65.
- GAGNY Cl. (1959). — Contribution à l'étude des granites de l'association des crêtes dans le bassin de la Haute-Moselle (Vosges méridionales). Thèse Paris.
- GROTH P. (1877). — Das Gneissgebiet von Markirch. *Abh. geol. Sp. K. Els. Lothr.*, Bd I, n° 3, p. 395-489.
- JUNG J. (1955). — Contribution à l'étude du mode de formation de la durbachite de Sainte-Croix-aux-Mines (Haut-Rhin). In *Les échanges de matières au cours de la genèse des roches granitiques acides et basiques. 68^e Coll. intern. C. N. R. S. et Sciences Terre* (Nancy), p. 79-84.
- JUNG J. et CHENEVOY M. (1951). — Sur la présence dans les Vosges d'un gisement de durbachite et sur l'origine de cette formation. *C. R. Ac. Sc.*, t. 232, p. 868-869.
- KERN B. (1960). — Prolongement vers le Nord de la dislocation La Bresse-Sainte-Marie-aux-Mines, au sein du granite des crêtes. *Dipl. Ét. sup. Strasbourg*.
- KLIPFEL R. (1959). — Étude des roches filoniennes acides au S et à l'E de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin). *Dipl. Ét. sup. Strasbourg*.
- LÉCORCHÉ J. P. et ELLER J. P. VON (1959). — Orientation des plans de macles des minéraux de quelques roches des Vosges. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 12, fasc. 2.
- REYNOLDS D. (1946). — Geochemical changes leading to granitization. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. 102, p. 389-436.
- SAUER A. (1893). — Der Granitit von Durbach und seine Grenzfazies von Glimmersyenit (Durbachit). *Mitt. badischen geol. Landesanst.*, Bd II, p. 233.

Les principales sources minéralisées de l'Adamaoua (Cameroun central)

par Denise CHATONIER et Marc LASSERRE *.

Sommaire. — Le présent mémoire a pour objet un examen géologique et chimique succinct de quelques sources minéralisées du Cameroun central.

Introduction.

L'intérêt économique de nombreuses sources minéralisées, désignées localement sous le nom de « Lahoré »¹, n'avait pas échappé aux premiers pasteurs foubés venus s'établir dans la région de l'Adamaoua. En effet, ces éleveurs ont installé leurs premiers campements fixes auprès de ces points d'eau. De tout temps les autorités locales se sont attachées à les aménager rationnellement. En 1955, à la demande de l'Assemblée territoriale, et conjointement au lever géologique de la feuille N°Gaoundéré-Est, j'ai procédé à une étude des sources présentant un intérêt économique certain dicté par les facteurs suivants : minéralisation apparente et débit suffisants, position géographique favorable au sein d'une zone d'élevage ou sur un lieu de transhumance des troupeaux, enfin possibilité d'aménagement.

Le territoire considéré couvre très approximativement une superficie de 66 000 km², soit 410 km E-W et 160 km S-N. Cette étude porte sur la portion sud-est de la feuille géologique de Banyo et la partie sud de N°Gaoundéré-Est et Ouest. La complexité du problème posé par la grande étendue des terrains considérés, l'inconsistance actuelle des données d'observations hydrologiques et la diversité de la composition chimique des eaux font que les conclusions de cette étude ne peuvent être que provisoires, l'instruction du problème hydrogéologique de détail et l'étude systématique de chaque source, dans le temps et dans l'espace, nécessitant la mise en œuvre de moyens hors de proportion avec nos possibilités actuelles.

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE L'ADAMAOUA. — La carte (fig. 1) schématise les principaux traits géologiques de l'Adamaoua tels qu'ils apparaissent après les travaux de reconnaissance générale menés par P. Koch (1953) sur la feuille Banyo, Ch. Guiraudie (1955) sur la feuille N°Gaoundéré-Ouest et M. Lasserre sur la feuille N°Gaoundéré-Est (travaux en cours de publication).

Des différences de faciès et l'existence de discordances nettes permettent de subdiviser les terrains de l'Adamaoua en deux grands groupes : le socle ancien et les séries de couverture.

A) *Le socle ancien.* Dans la région de l'Adamaoua, le socle ancien est essentiellement constitué par des roches éruptives et des roches cristallophylliennes fréquemment migmatisées. Ce dernier ensemble est largement développé dans la région de Banyo tandis que, vers l'Est, l'importance des terrains granitiques devient prépondérante. Deux formations de moindre superficie existent à l'Est du méridien 14° 10' (long. E). Peu métamorphiques, localement discordantes sur l'ensemble précédent, elles appartiennent au socle ancien : ce sont les conglomérats de Borogounous (dans le bassin de la M'Béré) et les schistes de Lom.

Les sources minéralisées s'observent généralement au sein de régions granitiques. La roche

* Note présentée à la séance du 18 janvier 1960.

1. Le terme de « Lahoré » est d'origine M'Boum, « Laho » désignant tout point d'eau où va boire le gibier, « ré » étant la désinence spécifique de tout ce qui fait partie du sol.

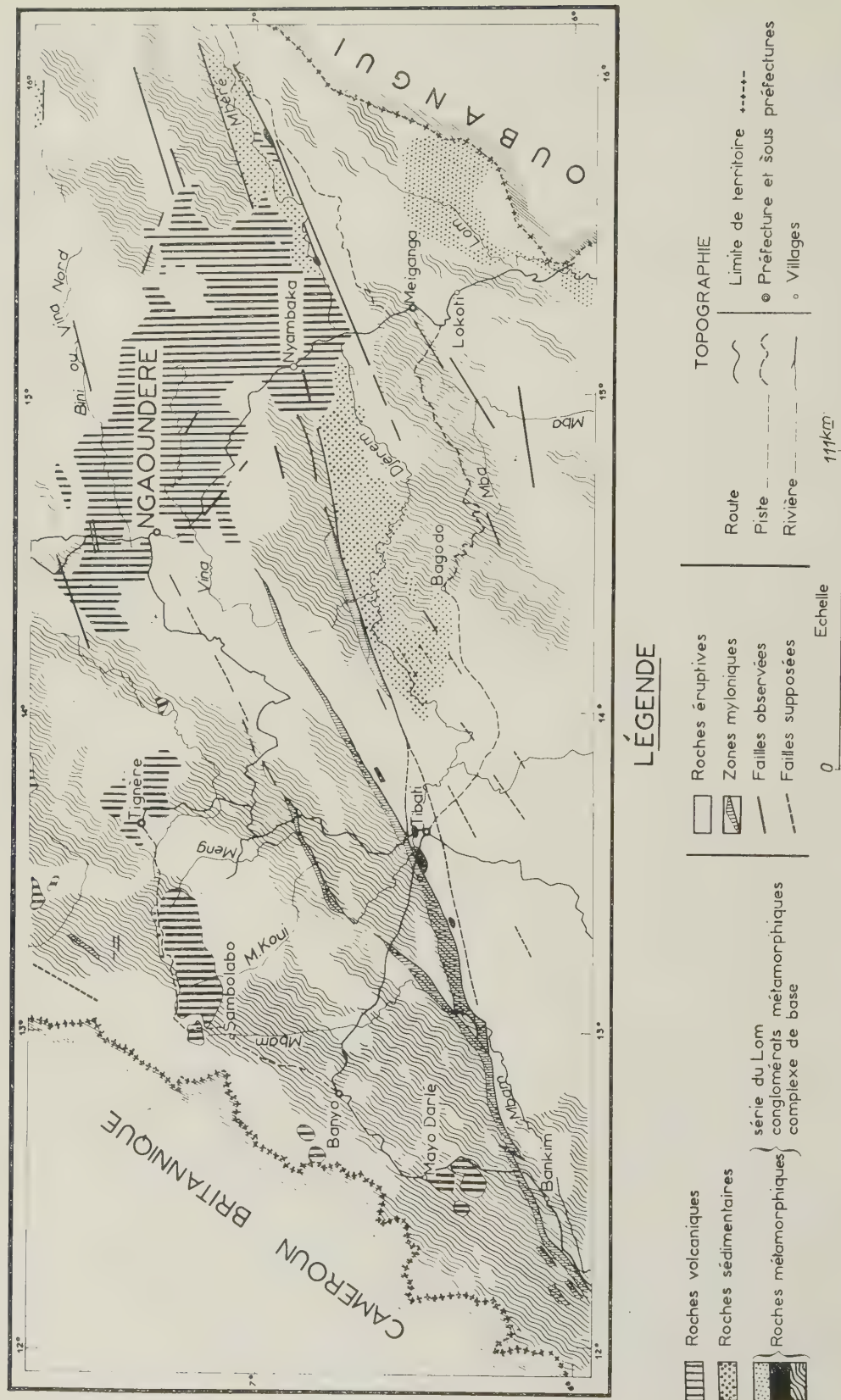


Fig. 1. — Esquisse géologique de l'Adamaoua.

fréquemment tectonisée, et parfois réinjectée par des filonnets quartzeux, a une composition chimique caractérisant les granites calco-alcalins. Ces différents massifs s'alignent suivant les directions tectoniques régionales orientées SW-NE. Deux sources seulement se situent dans les zones de migmatites. Il n'en existe pas en liaison avec les schistes du Lom et les conglomérats de Borogounous.

B) *Les séries de couverture.* a) *Le sédimentaire.* Il se localise dans le fossé d'effondrement de la M'Béré-Djerem d'une part, et le bassin de la Vina du Nord d'autre part. Le sédimentaire repose, toujours en discordance, sur le socle granitique ancien fréquemment tectonisé et se caractérise par une grande épaisseur de roches détritiques, riches en feldspaths et parfois conglomératiques. La base du sédimentaire contient des troncs silicifiés du genre *Cupressinoxylon* d'âge crétacé moyen.

b) *Le volcanisme.* Dès le Tertiaire, l'Adamaoua fut le siège d'une grande activité volcanique localisée le long de la zone de fracture qui de Fernando-Pô rejoint le Tibesti après avoir traversé tout l'Ouest-Cameroun. A l'Est de cette ligne majeure, une fracturation intense favorise, dans la région de N'Gaoundéré, l'épanchement des formations volcaniques qui recouvrent, en discordance, une large portion du socle ancien.

Dans la région des sources de la M'Béré et du Djerem les coulées basalto-andésitiques anciennes recouvrent la série inférieure sédimentaire de la M'Béré datée du Crétacé moyen. Par ailleurs les dômes de matériaux pulvé-

rulents et les coulées volcaniques récentes de la vallée de la Vina sont peu marqués par l'érosion et indépendants du réseau hydrographique actuel. L'âge des formations volcaniques se situe entre le Crétacé moyen et le Quaternaire récent.

C) *Zone de fracture et réseau filonien.* Des accidents tectoniques nombreux intéressent le socle ancien et les formations de couverture.

a) *Le socle.* A l'exception de quelques rares massifs granitiques intrusifs, toutes les roches cristallophylliennes et éruptives appartenant au socle présentent des traces plus ou moins fréquentes d'écrasement. Les accidents majeurs (fig. 1), jalonnent la bordure nord de l'Adamaoua et les deux bords du fossé d'effondrement de la M'Béré. Un réseau filonien quartzeux et pegmatitique assez conséquent est lié à ces zones mylonitiques larges de 2 à 3 km soulignant, fréquemment, des dénivellations de l'ordre de 3 à 600 m. De direction SW-NE, ces accidents paraissent avoir subi un rejeu final assez récent puisqu'ils affectent localement les nappes basalto-andésitiques anciennes.

b) *Les formations de couverture.* Seuls les accidents tectoniques mineurs affectent les formations sédimentaires. Au contraire, le volcanisme présente de nombreuses zones de broyage dirigées NW-SE, observables près des Mts N'Ganha et le long de la bordure nord de l'Adamaoua. Le long de la rive gauche de la Vina du Sud et de la M'Béré, des failles identiques occasionnent des chutes d'une valeur moyenne proche de 10 m.

Classification et étude des points d'eau.

La carte (fig. 2) donne la répartition des principales sources minéralisées visitées dans le Cameroun central. L'analyse chimique permet de classer ces différents points d'eau en six grands groupes : sources bicarbonatées, sulfatées, chloro-bicarbonatées sodiques, magnésiennes, thermales oligo-métalliques, enfin les sources faiblement minéralisées.

A) SOURCES BICARBONATÉES.

a) Sources bicarbonatées sodiques.

— *Source « Lahoré Galim »* : ce point d'eau se situe à une quarantaine de kilomètres au SW du poste administratif de Tignères dans le bassin du Meng essentiellement formé de granite ancien calco-alcalin, entourant le massif granitique intrusif de l'Hosséré Galim, et supportant les

formations basalto-andésitiques anciennes du Tchabal-Mbabo. Le débit est assez constant et fort, les venues gazeuses abondantes. La constitution chimique (tabl. 1 et fig. 3 A) semble apparenter cette eau à celle de la source Néo-Célestins (bassin de Vichy) [Jacquot et Wim, 1894].

— *Sources chaudes situées dans le bassin du fleuve Woul'ndé* : ces sources se situent dans la plaine Koutine, en contrebas de la « falaise de Tignères » limitant vers le Nord les plateaux de l'Adamaoua. Les granites anciens, calco-alcalins, constituent la presque totalité du bassin versant du mayo Woul'ndé. Dans la région des sources, ils supportent des formations basalto-andésitiques anciennes et sont affectés par une zone mylonitique importante soulignant l'affaissement de la plaine Koutine (la dénivellation atteint souvent 500 m).

Deux prélèvements furent effectués, de part et d'autre du fleuve, à proximité d'un seuil granitique, finement broyé et recimenté par de la calcite, jalonné par de nombreuses venues d'eau chaude et des dégagements gazeux.

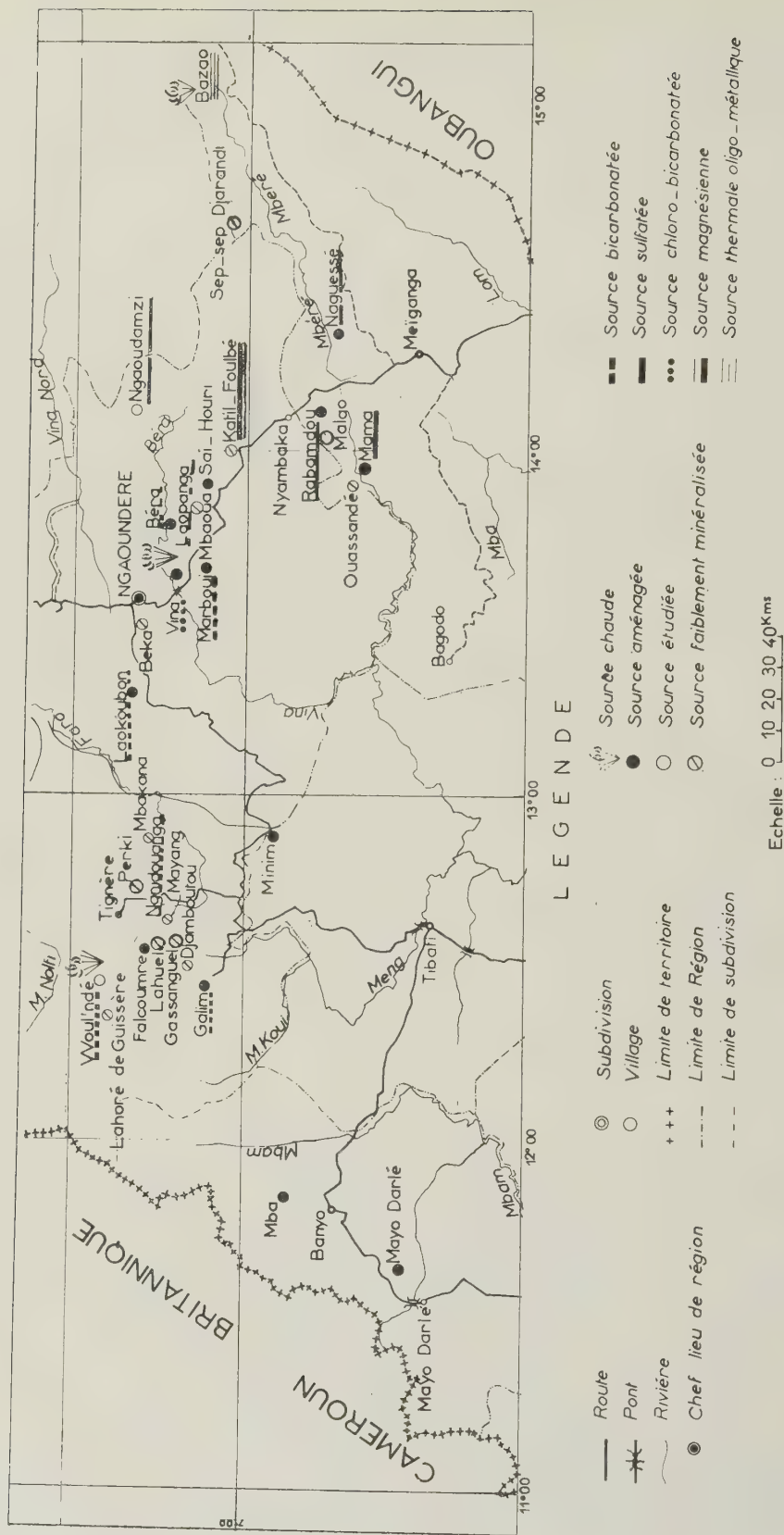


Fig. 2. — Principales sources minéralisées de l'Adamaoua.

La température, constante, est supérieure à 70°, les dégagements gazeux abondants. La constitution chimique (tabl. 1 et fig. 3 B) montre que cette eau, essentiellement bicarbonatée sodique s'apparente à celles du bassin de Chaudes-Aigues (source du Par).

— *Sources du mayo Laokoubon* : deux sources très faiblement minéralisées, situées au NW de N'Gaoundéré, donnent naissance au mayo Laokoubon (mayo = petit fleuve). Cette région est constituée par un socle ancien (granites calco-alcalins riches en mouches de pyrite)

supportant des cônes de débris et des laves basalto-andésitiques bulleuses. Il n'existe pas de venues gazeuses. Ces sources sont faiblement minéralisées (tabl. 1) ; on note une teneur en Na élevée par rapport aux concentrations

$$\text{en Ca et Mg } \left(\frac{r\text{Na} + r\text{K}}{r\text{Ca} + r\text{Mg}} = 6,4 \right).$$

Ces différents traits nous permettent de considérer les sources du mayo Laokoubon comme des eaux de nappes superficielles issues de granites.

	LAHORÉ GALIM		LAHORÉ WOUL'NDÉ				MAYO LAOKOUBON			
			Griffon I		Griffon II		Griffon I		Griffon III	
	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.
ANIONS										
Cl ⁻	9	0,25	24	0,67	25	0,70	11	0,70	9	0,25
NO ₃ ⁻	tr.	—	tr.	—	tr.	—	1,30	0,02	—	—
SO ₄ ⁻	29	0,60	17	0,35	15	0,31	53	1,10	54	1,12
CO ₃ H ⁻ calc. ¹	4 365	71,58	870	14,28	975	16,00	240	5,60	327	5,37
		72,43		15,30		17,01		7,42		6,74
CATIONS										
Na ⁺	1 491	64,82	284	12,34	314	13,65	140	6,08	132	5,74
K ⁺	n. d.	—	n. d.	—	n. d.	—	tr.	—	tr.	—
Ca ⁺⁺	84	4,20	31	1,55	37	1,85	17	0,85	18	0,90
Mg ⁺⁺	41	3,41	17	1,41	6	1,50	1,2	0,10	1,2	0,10
		72,43		15,30		17,00		7,03		6,74

TABLEAU 1. — Constitution chimique des sources bicarbonatées sodiques.

1. Dans une analyse exacte, la somme des milli-équivalents (m. e. g.) positifs doit être égale à la somme des m. e. g. négatifs. On peut donc admettre $(r\text{Na} + r\text{K} + r\text{Ca} + r\text{Mg}) - (r\text{Cl} + r\text{NO}_3 + r\text{SO}_4) = r\text{CO}_3\text{H}$, les milli-équivalents étant désignés par r précédant le symbole chimique.

b) Sources bicarbonatées mixtes.

— *Source « Lahoré Ngnidouanga »* : cette source se situe au SW du poste administratif de Tignères. Il s'agit d'un puisard, sommairement aménagé, au sein d'une dépression marécageuse masquant les granites anciens calco-alcalins riches en filons de quartz. La constitution chimique est donnée tabl. 2 (diagramme représentatif : fig. 3 C). Cette source renferme une proportion notable de calcium.

— *Source du « Lahoré Laopanga »* : au pied du Ngaou Kombamya (édifice volcanique récent de la région de Dibi) existe une zone marécageuse riche en venues d'eaux chaudes minéralisées. Les alluvions et les travertins récents masquent les griffons. Dans cette région le socle, constitué par des granites calco-alcalins localement mylonitisés, supporte les formations volcaniques récentes : nappes de laves bulleuses basalto-andésitiques et dômes de cendres et de lapilli.

Débit fort mais impossible à mesurer. Température supérieure à 50°. Venues gazeuses continues et abondantes. La constitution chimique (tabl. 2) indique une

source bicarbonatée mixte minéralisée en Na, Ca, Mg et CO₃H. Elle représente, probablement, une manifestation ultime du volcanisme récent remarquablement développé dans cette région.

— *Source « Lahoré Marboui »* : elle se localise dans le lit du mayo Marboui, affluent de la rive gauche de la Vina du Sud, à quelques kilomètres du « Lahoré Laopanga ».

Les formations géologiques régionales sont constituées par un socle granitique calco-alcalin, à amphibole et mouches de pyrite, recouvert par des formations basalto-andésitiques anciennes très altérées.

Comme la précédente, cette source (tabl. 2) se caractérise par une concentration assez forte en Na⁺, Ca⁺⁺ et CO₃H⁻ et une teneur relativement élevée en SO₄⁻ (4,23 m. e. g.).

— *Source « Lahoré Béra »* : au N de la route Ngaoundéré-Bérel et dans les alluvions du mayo Béra existent de nombreuses venues minéralisées très difficiles à aménager. L'eau analysée provient d'un sondage effectué dans les alluvions près d'un puisard sommairement aménagé par les éleveurs. Les formations régionales sont constituées

par un socle granitique ancien recouvert par une faible épaisseur de roches basalto-andésitiques, très altérées, et au Nord-Est, par les monts N'Ganha, trachy-andésitiques.

Le débit est fort, les venues gazeuses abondantes et sporadiques.

Extrait sec à 500° } donné par l'analyse = 1 674 mg
 } calculé = 753 mg
 Degré hydrométrique } donné par l'analyse = 64 mg
 } calculé = 35 mg
 T. A. C → 1 660 mg CO₃Ca = 2 025 mg CO₃H⁻.

A noter la proportion élevée d'ions SO₄²⁻. Lors de l'interprétation de l'analyse des eaux du « Lahoré Béra » (tabl. 2) apparaissent de multiples erreurs portant spécia-

lement sur les alcalino-terreux, le degré permanent, ainsi que sur la concentration en potassium qui paraît discutable.

La source Béra est très difficile à classer. Si l'on s'en réfère à son T. A. C. élevé (CO₃H⁻ = 2 025 mg) elle doit prendre rang parmi les bicarbonatées, néanmoins le résultat trouvé paraît impossible car il ne permet pas d'équilibrer l'analyse :

somme des anions (d'après le T. A. C.) = 40,59
 somme des cations (d'après le degré hydrotimétrique) = 17,51.

L'abondance de H₂S s'explique, sans doute, par la présence de micro-organismes réducteurs agissant sur l'ion SO₄²⁻.

	LAHORÉ NGNIDOUANGA		LAHORÉ LAOPANGA		LAHORÉ MARBOUI		LAHORÉ BÉRA	
	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.	mg/l	m. e. g.
ANIONS								
Cl ⁻	0,5	0,01	24	0,67	5	0,14	33,5	0,94
NO ₃ ⁻	2,6	0,04	—	—	0	0	—	—
SO ₄ ²⁻	—	—	43	0,89	203	4,23	310	6,45
CO ₃ H ⁻ calc.	1 665	27,30	1 510	24,80	1 240	20,30	270	4,45
		27,35		26,36		24,67		11,84
CATIONS								
Na ⁺	356	15,48	224	9,74	234	10,17	30	1,30
K ⁺	n. d.	—	8	0,20	11	0,28	133	3,41
Ca ²⁺	178	8,90	185	9,25	158	8,40	61	3,05
Mg ²⁺	36	3,00	85	7,16	70	5,83	49	4,08
		27,38		26,35		24,68		11,84

TABEAU 2. — Constitution chimique des eaux des sources bicarbonatées mixtes.

B) LES SOURCES SULFATÉES SODIQUES.

Dans la région de granites anciens calco-alcalins, tectonisés et injectés de quartz filonien, qui s'étend entre le poste administratif de Meiganga et la falaise sud M'Béré, existent plusieurs « Lahorés » caractérisés par un débit faible (de 1 à 2 l/s) et une eau très limpide, peu minéralisée.

— Source « Lahoré Rabamdou » : elle se situe au sein d'une cuvette marécageuse où plus de 5 m d'alluvions sablo-argileuses masquent des granites calco-alcalins riches en quartz filonien.

Les venues gazeuses sont faibles et intermittentes. Si l'on définit par résidu sec le produit d'évaporation de l'eau, les teneurs en sels indiquées dans la composition de ce résidu ne concordent pas avec les résultats de l'analyse chimique de l'eau (tabl. 3 et fig. 3 D).

Pour certaines substances, les concentrations trouvées atteignent des valeurs très élevées, anormales : SiO₂ = 775 mg/l ; Fe₂O₃ = 112 mg/l ; Al₂O₃ = 546 mg/l.

Cette eau, sulfatée sodique peut se rapprocher des eaux du type Evaux-les-Bains (puits César) riches en Na, et plus faiblement minéralisées en Ca et Mg.

— Source « Lahoré Mama » : elle sourd près du confluent Bimyi-Djerem. Les terrains granitiques anciens dessinent dans cette région une cuvette et supportent, plus au Nord, les grès arkosiques appartenant à la série inférieure de la M'Béré.

Le résultat des analyses (tabl. 3) montre que les eaux de la source Mama, peu minéralisées, sont caractérisées par un rapport $\frac{rNa}{rK}$ très élevé et un rapport $\frac{rNa + rK}{rCa + rMg}$ supérieur à 2. Ces caractéristiques, jointes à l'absence totale de dégagements gazeux, permettent de penser que la source Mama est formée par des eaux superficielles issues du granite (l'altitude du haut bassin de la Mama se plaçant à une cote + 25 par rapport au point d'émergence de la source). Nous émettons un doute quant à l'exactitude des résultats analytiques : en effet $rNa^{+} + rK^{+} + rCa^{2+} + rMg^{2+} < rCl^{-} + rNO_{3}^{-} + rSO_{4}^{2-}$.

— Source « Lahoré Naguessé » : elle est très faiblement minéralisée.

Ces trois dernières sources, riches en sulfates, ont une teneur en cations alcalins relativement élevée. Ce caractère, joint à l'absence quasi

totale de dégagements gazeux, permet de penser qu'il s'agit d'eaux de nappes superficielles en région granitique.

C) LES SOURCES CHLORO-BICARBONATÉES SODIQUES.

— Source « Lahoré Vina » : ce point d'eau se situe dans la plaine de la Vina du Sud au Nord-Est du lieu dit « des chutes de la Vina ». Déjà aménagé, il se présente comme une cuve hexagonale de 4 à 5 m de profondeur et d'une quinzaine de mètres de diamètre. L'eau

est un mélange d'eau douce en provenance de la Vina (analyse III) et de venues profondes fortement minéralisées (analyses I, II et IV) (tabl. 3 et fig. 3 E).

Les épanchements basalto-andésitiques déterminent « un étranglement » de la vallée et la formation d'une immense plaine marécageuse envahie en saison des pluies par les eaux de la Vina qui submergent le « Lahoré ».

En amont et au Nord-Ouest de la source natronnée affleurent des granites intrusifs alcalins « type granite de N'Gaoundéré » ; partout ailleurs s'observent les formations basalto-andésitiques récentes.

L'épaisseur des alluvions (sables et argiles) dépasse à cet endroit 18 m. Les venues gazeuses sont très abondantes.

	LAHORÉ RABAMDOU		LAHORÉ MAMA		LAHORÉ VINA								LAHORÉ N'GAUDAMZI	
					I		II		III		IV			
	mg/l	m.e.g.	mg/l	m.e.g.	mg/l	m.e.g.	mg/l	m.e.g.	mg/l	m.e.g.	mg/l	m.e.g.	mg/l	m.e.g.
ANIONS														
Cl ⁻	33	0,92	22,6	0,63	1 100	30,98	830	23,38	149	4,19	802	22,60	3	0,08
NO ₃ ⁻	1,1	0,02	—	—	2,6	0,04	5,3	0,08	3,5	0,05	6,2	0,10	6,2	0,10
SO ₄ ⁻	310	6,45	327	6,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₃ H ⁻ calc..	24	0,40	n. calc.	n. calc.	2 770	38,80	1 800	29,50	543	8,90	1 950	32,00	1 927	31,60
		7,79		7,44		69,82		52,96		13,14		54,70		31,78
CATIONS														
Na ⁺	122	5,30	117	5,08	780	33,71	536	23,30	136	5,91	586	25,40	75	3,26
K ⁺	n. d.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca ⁺⁺	45	2,25	32	1,60	420	21,00	354	17,70	87	4,35	355	17,75	128	6,40
Mg ⁺⁺	3	0,25	0,7	0,06	182	15,10	144	12,00	35	2,91	138	11,50	266	22,16
		7,80		6,74		69,81		53,00		13,17		54,65		31,82

TABLEAU 3. — Constitution chimique des eaux des sources sulfatées sodiques, chloro-bicarbonatées sodiques et magnésiennes.

D) LES SOURCES MAGNÉSIENNES.

— Source « Lahoré N'Gaoudamzi » : elle est le seul point d'eau de l'Adamaoua à présenter une telle concentration en magnésie (tabl. 3). A proximité de cette source, le socle granitique calco-alcalin est recouvert par une faible épaisseur de formations basalto-andésitiques anciennes très altérées.

E) SOURCES THERMALES OLIGO-MÉTALLIQUES.

a) Source « Lahoré Katil-Foulbé » : ce point d'eau est situé au NW du lieu dit « du km 80 » (à mi-chemin entre Meiganga et Ngaoundéré), dans une région où le socle granitique ancien disparaît sous des placages basalto-andésitiques anciens, altérés.

La source est très faiblement minéralisée en Cl⁻ = 2,4 ; NO₃⁻ = 1,8 ; Na⁺ = 24 ; Ca⁺⁺ = 10 et Mg⁺⁺ = 1,8 mg/l. Sa température dépasse légèrement 32°.

b) Source « Lahoré Bazao ou Zebou » : elle jaillit à la partie supérieure d'un petit monticule granitique (granite calco-alcalin mylonitisé) situé dans le lit du mayo

Zebou à quelques kilomètres en aval de la « falaise nord M'Béré » haute de 400 m environ.

Cette eau chaude (42°), à forte odeur de soufre, est très faiblement minéralisée : Cl⁻ = 16 ; Ca⁺⁺ = 6,8 et Mg⁺⁺ = 1,8 mg/l.

F) SOURCES FAIBLEMENT MINÉRALISÉES.

Entrent dans ce dernier groupe les sources Sep-Sep Djarandi, Zahodoma Beka, Mayang et Perki caractérisées par une très faible minéralisation totale, avec prédominance de sodium, peu de calcium et de magnésium ; un pH élevé et la présence de silice libre. Ces caractéristiques permettent de les considérer comme des eaux de nappes superficielles circulant dans les formations granitiques ou dans les coulées basalto-andésitiques anciennes (cas du Lahoré Perki).

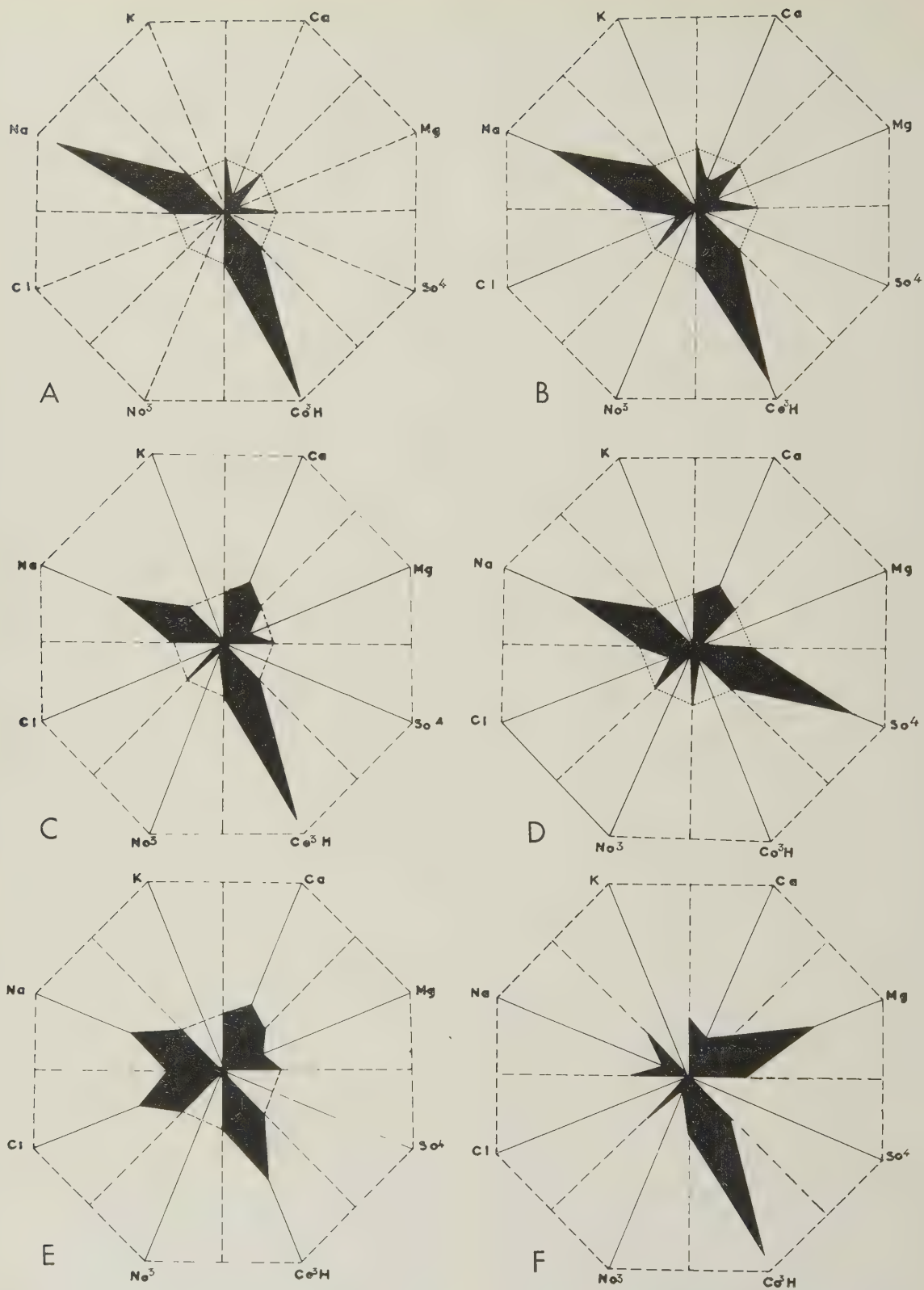


FIG. 3. — Représentation graphique des constitutions chimiques des eaux minéralisées de l'Adamaoua (diagrammes modifiés de TELKESSY et MAUCHA).

A : Lahoré Galim. — B : Lahoré Woul'ndé. — C : Lahoré Ngnidouanga. — D : Lahoré Rabamdou.
E : Lahoré Vina. — F : Lahoré Ngaoudamzi.

Conclusions.

Une tectonique cassante, marquée par des bandes mylonitiques importantes dirigées SW-NE, a affecté le socle de l'Adamaoua. Des failles, parfois soulignées par des rejets de 4 à 600 m, matérialisent ces accidents localisés de part et d'autre de la M'Béré et le long de la bordure nord de l'Adamaoua. L'orogénèse post-crétacée reprend cet ensemble suivant la même direction tectonique, mais se caractérise essentiellement par une mylonitisation des formations volcaniques suivant une direction NW-SE. Sont indiscutablement en relation avec des accidents tectoniques les sources Mama, Malao, Nagueussé, Bazao (pour le bassin de la M'Béré) et Woul'ndé (au N de Tignières). L'alignement suivant une direction SW-NE des sources Galim, Gassanguel, Ngnidouanga I et II, Lawel, Mayang et Falcoumré dans la région de Tignières est frappante. Seul l'état actuel des études géologiques ne permet pas d'affirmer l'existence

d'une zone mylonitique dans cette région.

Il est intéressant de constater que les sources sulfatées se localisent dans les bassins granitiques de la M'Béré et du Djerem à proximité des grès appartenant à la série inférieure de la M'Béré. Au contraire, la majorité des sources bicarbonatées se rencontrent au sein, ou à proximité, des formations volcaniques.

Une seule source chaude (Laopanga) est située au pied d'un cratère volcanique récent. Les deux autres (Woul'ndé et Bazao) se rencontrent dans des zones de fracture en contrebas de falaises importantes.

En résumé, l'étude des sources minéralisées de l'Adamaoua fait apparaître :

— une grande hétérogénéité de composition chimique et de caractéristiques physiques des eaux,

— une liaison nette entre certains points d'eau et les zones mylonitisées.

Bibliographie.

- Archives de la Direction des Mines et de la Géologie du Cameroun.*
- ARMAND L. (1935). — Considérations hydrogéologiques sur quelques sources minéralisées du Massif central. *Ann. Inst. Hydrogéol. et Climat.*, p. 221-241, 7 fig.
- BLANQUET L. et PERAL J. (1931). — Quelques mesures de la radioactivité des eaux minérales d'Auvergne : Chateldon, Châtel-Guyon. *C. R. Congr. Soc. sav.*, Clermont-Ferrand, p. 369-372.
- CHATONIER D. (1957). — Contribution à l'étude de la minéralisation des eaux en rapport avec la composition chimique du sous-sol. Thèse Fac. Méd. et Pharm. Clermont-Ferrand.
- GLANGEAUD Ph. (1913). — La caractéristique des eaux de source des formations volcaniques d'Auvergne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVII, p. 1301.
- FREY R. (1933). — Les analyses d'eau et leur interprétation géologique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 26, 68 p.
- GRILLOT H. (1957). — Analyse chimique des roches et des eaux. *Publ. B. R. G. G. M.*, n° 20.
- JACQUOT E. et WILLM (1894). — Les eaux minérales de la France.
- JUNG J. (1939). — Introduction à la température des sources dans les départements du Puy-de-Dôme, de la Corrèze et de la Haute-Loire. *Rev. Sc. nat. Auvergne*, t. 5, fasc. 3-4, p. 73.
- LASSERRE M. (1955-1958). — Rapports sur les « Lahorés » sources minéralisées de l'Adamaoua (Cameroun central). *Arch. Dir. Mines et Géol. Cameroun.*
- LEPAPE A. et GESLIN M. (1940). — Radioactivité des sources hydrominérales de Châtel-Guyon (P.-de-D.). *C. R. Ac. Sc.*, t. 210, p. 223.
- MAUCHA R. (1949). — Einige Gedanken zur Frage der Nährstoffhaushalts der Gewässer. *Hydrobiologica*, Bd I, n° 3, p. 225-237.

Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston (Pyrénées de l'Ariège)

par Jean-Paul DESTOMBES et Eugène RAGUIN*.

Sommaire. — Une étude de la stratigraphie des formations paléozoïques encadrant le massif de l'Aston et une discussion des faciès pétrographiques des gneiss de ce massif. Sept coupes sont établies sur ces bases. Elles précisent l'état d'avancement des recherches concernant les problèmes du métamorphisme et de la tectonique hercynienne de la zone axiale des Pyrénées dans l'Ariège.

Le massif de l'Aston est l'un des massifs de gneiss de la zone axiale des Pyrénées. Il se développe sur 30 km E-W et 15 km de largeur maximale N-S entre la vallée de l'Ariège en aval d'Aix-les-Thermes et la frontière d'Andorre. Nous l'avons dénommé [Destombes et Raguin, 1954] d'après la rivière Aston qui le traverse de part en part avant de se jeter dans l'Ariège.

La majorité du massif s'étend sur la feuille Vicdessos de la nouvelle carte topographique au 50 000^e de l'Institut géographique national, carte dont nous poursuivons depuis huit ans le lever géologique pour le Service de la carte géologique de la France. Outre les données de base de l'ancienne carte au 80 000^e (f. de Foix) révisée par l'un de nous dans la période 1931-1939 pour les massifs cristallins, révisée par les professeurs M. Casteras et M. Dalloni respectivement pour les terrains postpaléozoïques et paléozoïques, nous avons utilisé les précieux renseignements fournis par de nombreuses galeries de l'Électricité de France, relevées par l'autre auteur dans le cadre de la documentation du Bureau de recherches, géologiques, géophysiques et minières¹. Dans les dernières années, les jeunes géologues de l'Université de Leyde (Hollande) ont effectué des levés sous la direction du professeur L. U. de Sitter, du Dr H. J. Zwart et du Dr J. H. Allaart, qui ont publié aussi plusieurs études synthétiques avec des cartes. Ces documents nous ont toujours été communiqués et nous en exprimons notre gratitude à leurs auteurs. La collaboration active de G. Guitard depuis deux ans nous a été extrêmement précieuse : l'identification que nous

lui devons des formations analogues à celles des Pyrénées-Orientales (série de Canaveilles) a été fructueuse et a éclairé d'un jour nouveau la structure du massif.

Nous avons donné [Raguin, 1955] une description préliminaire de la partie occidentale du massif de l'Aston, en définissant le faciès remarquable des « gneiss de Peyregrand », nommés d'après l'étang de Peyregrand du port de Siguer. Nous avons en même temps mis en évidence la structure stratoïde de ces gneiss, superposés, avec faibles pendages, aux gneiss normaux du massif (gneiss œillés et migmatites). L'importance des gneiss de Peyregrand ressortait non seulement de leur faciès pétrographique, mais de ce qu'ils permettent d'établir une stratigraphie de la partie haute de la série des gneiss du massif de l'Aston.

Rappelons que les gneiss de Peyregrand sont des gneiss clairs de texture amygdalaire (Flasergneiss) en bancs massifs et à foliation peu accentuée. Ils comprennent des bancs importants plus finement grenus, leucocrates, de texture leptynitique ou de texture pseudo-aplitique. Dans ce faciès fin, on observe souvent des cordons bien stratifiés de petits galets de quartz, plus ou moins étirés, qui ont échappé en grande partie à la recristallisation métamorphique de la mésostase. Cette formation à galets

* Note présentée à la séance du 1^{er} février 1960.

1. Outre le relevé des galeries effectué par J.-P. Destombes, MM. les ingénieurs de l'Électricité de France nous ont beaucoup aidés en nous facilitant souvent le parcours et le séjour dans ces montagnes où les conditions du travail géologique sont souvent difficiles. Nous leur en sommes très reconnaissants.

se suit avec une bonne fidélité stratigraphique, sur des distances importantes, le plus souvent à la base des gneiss de Peyregrand et quelquefois en intercalations à un niveau plus élevé. Quelques données pétrographiques sur ce poulingue métamorphique ont été publiées [Ra-

guin, 1955]. On verra ci-dessous des observations supplémentaires à son sujet.

La présente note a pour but de préciser davantage, à l'aide de coupes, les relations des diverses formations qui constituent et qui encadrent le massif de l'Aston.

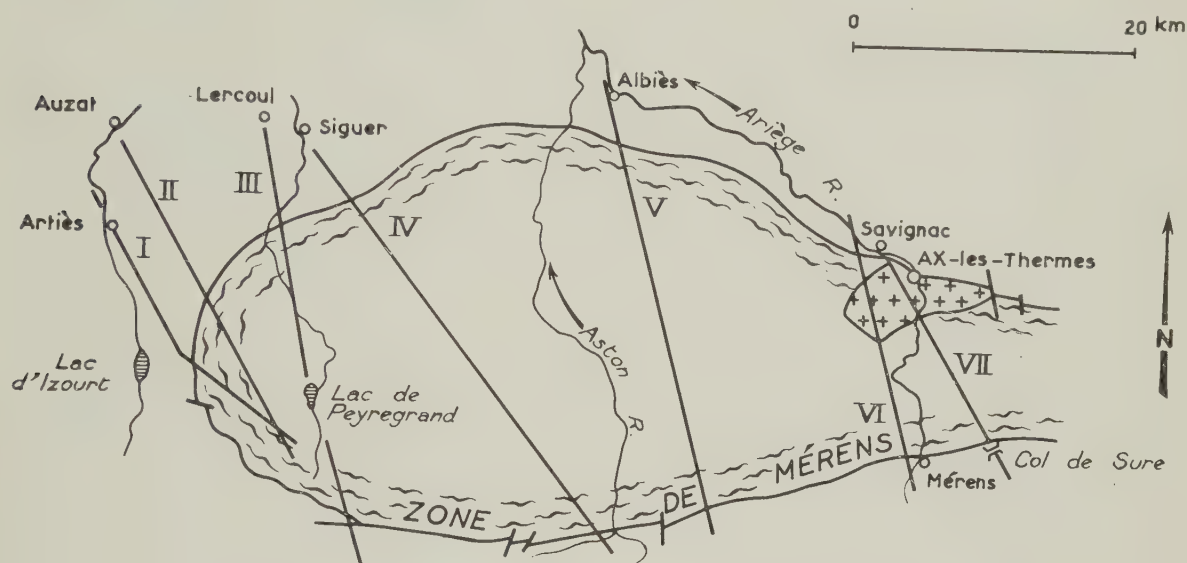


FIG. 1. — Ensemble du massif de l'Aston.

I à VII : position des coupes sériées de la figure 2.

DONNÉES STRATIGRAPHIQUES. — Le long de son bord méridional presque rectiligne, le massif de gneiss de l'Aston est limité par le grand accident tectonique nommé « faille de Mérens ». Sur tout le reste de sa périphérie, il est bordé par des terrains primaires plissés. Nulle part le Dévonien ou le Gothlandien ne viennent en contact des gneiss, sauf dans le cas d'un contact tectonique à la faille de Mérens, comme au lac de Naguille. Ce sont donc seulement les terrains antégothlandiens qui nous importent pour leurs relations stratigraphiques avec les gneiss. Leur stratigraphie est rendue imprécise par l'absence de repères paléontologiques plus bas que le Caradoc. Un léger métamorphisme général, sensible même à plusieurs kilomètres de distance des gneiss, contribue à effacer les fossiles. De nombreuses failles, parfois presque parallèles aux assises, compliquent encore l'établissement de la stratigraphie.

Une coupe dans le Paléozoïque inférieur. La meilleure coupe régionale paraît être celle qui s'observe sur le sentier des Eaux et Forêts sui-

vant à mi-hauteur le versant est de la vallée du ruisseau d'Izourt, entre l'altitude 1 450 en contre-haut du village d'Artières et l'altitude 1 600 en contre-haut de la centrale électrique de Pradières (lieu dit Tayan sur l'ancienne carte). Les couches sont dirigées ENE et généralement très redressées ou verticales.

Partant du Nord, l'assise la plus caractéristique est une assise de calcschistes subverticaux, épaisse de 150 m, et rencontrée entre les deux talwegs très voisins, profondément incisés dans le versant escarpé, à 900 m NE d'Artières. Sur le sentier, nous y avons observé des Brachiopodes (Orthisidés probables, Spiriferidés ?). De petits lits calcaires centimétriques alternent avec des lits équivalents de schistes à grain très fin et durs. L'assise se poursuit jusqu'à la crête à l'Est, où des grès blancs à passées schisteuses noires s'y accolent du côté sud. Elle descend à l'Ouest, à la vallée, où on peut l'observer des deux côtés. On la retrouve plus à l'Ouest dans la vallée de Marc, associée à des schistes noirs, à l'ancienne recherche de

cuivre de Ranet. J. H. Allaart [1954] l'a tracée sur 7 km encore au-delà, jusqu'au point où le granite du massif de Bassiès la coupe et la supprime. Vers l'Est, cette assise se réduit à des bancs minces et discontinus par l'effet d'une variation stratigraphique latérale. L'épaisseur de 150 m ci-dessus est certainement exagérée du fait du plissement intense que certains bancs présentent.

Cette formation semble équivalente à la « grauwacke à *Orthis* » de l'Ashgillien de l'Aude et des Pyrénées-Orientales [Cavet, 1957 et 1958] et aux bancs calcaires associés aux conglomérats de l'Ordovicien supérieur de Haute-Garonne [Destombes, 1953]. Allaart [1954] l'a attribuée également au Caradoc.

Au N de l'assise calcaire se développent des schistes subardoisiers, homogènes, foncés, que nous n'avons pas étudiés en détail, mais dont l'épaisseur apparente dépasse plusieurs centaines de mètres. Ils représentent la « série bleue » qui termine en haut l'Ordovicien supérieur de Haute-Garonne (schistes ardoisiers de Cazarilh [Destombes, 1953 et 1958]).

Si nous prenons la coupe à partir des calcschistes vers le Sud, c'est-à-dire en descendant stratigraphiquement, le sentier recoupe sur plus de 750 m d'épaisseur apparente une formation subverticale de schistes foncés, parfois noirs, contenant quelques bancs de quartzites assez rares, d'épaisseur métrique. Cette formation paraît équivalente à la « série noire » (schistes et quartzites noirs à faciès pseudo-carburé) qui est sous-jacente aux calcaires du Caradoc dans la Haute-Garonne.

La formation suivante, traversée sur environ 400 m, comprend des bancs de poudingues quartzeux à petits galets de quartz arrondis, de grès, de quartzites, bancs épais de plusieurs dizaines de mètres et intercalés dans des schistes clairs souvent argentés. L'importance totale du faciès quartzeux et du faciès schisteux dans la formation paraît du même ordre. Nous n'avons pas observé de niveau calcaire, probablement parce que les affleurements sont discontinus ici. Mais cette formation siliceuse se prolonge à l'Ouest par celle de Marc où il y a de petits niveaux calcaires au sommet.

Puis viennent 450 m de phyllades clairs ou blanchâtres, subverticaux et plissotés comme les autres formations.

Jusque-là inclusivement, la série est apparemment continue et subverticale. On décèle ensuite une faille importante, subdirectionnelle par rapport aux formations précédentes, mais tranchant en biseau les formations suivantes

au droit du sentier (où elle se situe peu au N du hameau ruiné de Coumases). Cette faille se retrouve dans la vallée du Mounicou, où elle est bien visible à quelque cent mètres en aval du village de ce nom.

Au-delà, une nouvelle série détritique et gréseuse est traversée sur 650 m. Elle comprend, pour moitié environ, des bancs de poudingues et micropoudingues quartzeux, de grès et quartzites, d'épaisseur hectométrique. On y trouve de petites intercalations de schistes noirs, discontinues, mêlées aux grès blancs. Les pendages sont plus variés, généralement vers le Nord ou le Nord-Ouest, et de 50° à 80°, les lits étant toujours très plissotés. Les schistes associés sont d'abord bleuâtres, puis vert clair et luisants. Quelques petits lits calciques se décèlent par une fine cristallisation d'amphibole dans des schistes à faciès de cornéennes. Dans le prolongement occidental des mêmes assises, la galerie hydroélectrique de Marc à Pradières a rencontré en son milieu un lit calcaire qui paraît situé dans la partie supérieure, c'est-à-dire septentrionale, de cette série détritique.

Nous achevons la coupe en constatant que cette série détritique repose en contact normal sur les micaschistes du Sud. Le contact est situé en contre-haut de l'usine de Pradières, à 750 m au NE de l'usine. Une faille oblique se rencontre à 50 m au S du contact, mais est indépendante de celui-ci, bien qu'elle répète un petit lambeau de grès. Les micaschistes, qui sont ceux de l'immense série développée autour du lac d'Izourt, commencent immédiatement par un faciès franchement métamorphique, avec lits riches en petite biotite idiomorphe et avec un développement fréquent de grandes andalousites de plusieurs centimètres.

Quant à la série détritique, elle se poursuit vers le Sud-Ouest, superposée au pays de micaschistes. Ses pendages diminuent et elle va former les vastes entablements peu inclinés du pic de Montcalm.

Discussion. Du fait du plissement extrêmement prononcé de tous les lits schisteux de la coupe, auquel échappent seuls les bancs les plus massifs des poudingues, grès et quartzites, les épaisseurs apparentes de la série sont certainement multipliées lit à lit par un facteur difficile à estimer, mais qui nous a paru être de l'ordre de 2 à 3 les quelques fois où nous avons pu analyser ces plissements en détail.

D'autre part, de l'identité de la succession des différents faciès de cette coupe avec celles qui ont été relevées en détail, d'une part dans

la galerie hydroélectrique de Marc à Auzat ainsi qu'en surface à 4 km à l'Ouest, et d'autre part sur les crêtes des pics de la Garbie et d'Endron, 3 km à l'Est, il se dégage la très grande probabilité que la coupe d'Artiès (coupe décrite ci-dessus) correspond à une série complète entre le Caradoc fossilifère et les micaschistes d'Izourt, série non multipliée *en grand* malgré les failles visibles.

Il ne paraît pas douteux enfin que cette série augmente de puissance vraie vers l'Ouest, par épaissement des bancs gréseux et microconglomératiques (auxquels sont liés très souvent de très petits lits calcaires).

La série stratigraphique d'Artiès se résume donc de la façon suivante, les épaisseurs étant données avec une approximation vraisemblable de plus ou moins 20 à 30 %. On trouve sous le Gothlandien :

a. Schistes et phyllades bleutés (série bleue de la Haute-Garonne).

b. Calcschistes du Caradoc, 80 m.

c. Schistes très foncés à noirâtres (série noire), 300 m.

d. Schistes très clairs ou argentés, avec grès *clairs* et micropoudingues, reposant sur des phyllades très clairs à blanchâtres (très peu de quartzites), 300 m. (La faille se situant sur la coupe d'Artiès entre *d* et *e* a pour effet d'augmenter notablement l'épaisseur apparente de la base de ces formations claires séparant les deux ensembles grés-conglomératiques, l'un supérieur de teinte très claire, l'autre inférieur vert.)

e. Schistes, grès et micropoudingues verts (série verte [Destombes, 1958]), 250 m.

f. Micaschistes d'Izourt. Leur épaisseur est inconnue, leur base étant inaccessible puisqu'ils s'enfoncent sous les gneiss du massif de l'Aston, au moins dans la région limitrophe à celle de notre coupe.

Cette série (depuis la base de *a* jusqu'au terme *e* inclusivement) d'environ 1 000 m représente au moins une fraction importante de l'Ordovicien, ou sa totalité, ou même englobe la partie supérieure du Cambrien. Nous allons voir ci-dessous les raisons permettant d'attribuer à la « série de Canaveilles » (Cambrien probable) la majorité des micaschistes de cette région.

Nous avons proposé jadis d'assimiler aux poudingues du Caradoc la série des grès et poudingues de Marc [Destombes et Raguin, 1955]. Les levers détaillés nous ont montré, depuis, que la série de Marc prolonge la série détritique septentrionale de la coupe d'Artiès. Elle se trouve donc à plusieurs centaines de mètres plus bas que l'assise calcaire du Caradoc, et doit vraisemblablement représenter un étage de l'Ordovicien inférieur ou même du Cambrien.

Les micaschistes. Tels qu'ils sont développés par exemple autour du lac d'Izourt, les mica-

schistes ont un faciès très cristallin qui les différencie des phyllades et des schistes épimétamorphiques de l'Ordovicien. Généralement cette cristallinité apparaît assez brusquement pour que la limite cartographique soit aisée à tracer. Ceci est valable à l'Ouest du massif de l'Aston, tandis qu'au Nord les micaschistes ne se différencient guère des phyllades.

Envisageons le problème stratigraphique. Sans nous arrêter aux dykes de pegmatite ou de granite à mica blanc que l'on y rencontre en s'approchant des zones migmatisées, il existe des bancs calcaires intercalés en plusieurs points du vaste pays de micaschistes qui s'étend du pic d'Endron au pied oriental du pic de Montcalm et de la centrale de Pradières au port de Siguer. Ces bancs ont de un à plusieurs mètres d'épaisseur et sont souvent lenticulaires et discontinus. Cependant ils se développent parfois avec une extension de plusieurs kilomètres, comme autour de l'étang Fourcat ou autour de l'étang Bleu du port de Siguer.

Dans les escarpements de la chaîne frontière qui sont au S de ce dernier lac, nous avons découvert une formation métavolcanique, localisée dans une tranche de 100-200 m au-dessous (stratigraphiquement) du niveau calcaire. Cette formation comprend plusieurs gros bancs d'agglomérats basiques, à blocs d'amphibolite de faciès dioritique fin, noyés dans une mésostase de micaschistes feldspathisés. Les blocs ont généralement des dimensions décimétriques, avec des formes allongées et irrégulières, plus ou moins arrondies. Leur accumulation a un aspect désordonné. Le ciment qui les réunit se réduit souvent à peu de chose. On suit la formation sur 1,5 km environ et les 4 bancs principaux des agglomérats atteignent plusieurs dizaines de mètres de puissance.

G. Guitard, qui a bien voulu nous accompagner à notre dernière visite de ce point, nous a montré, dans certains bancs voisins des agglomérats, des lits caractéristiques des « gneiss granulés » qui sont des tufs volcaniques typiques de la série de Canaveilles [Guitard et Laffitte, 1956]. On observe aussi quelquefois dans ces formations métavolcaniques des bancs de 1 à 10 m de gneiss oëillé : ce gneiss semble ici lié au faciès volcanique. La présence des gneiss granulés à proximité des calcaires permet d'assimiler avec une quasi-certitude la série des micaschistes de la région à la série de Canaveilles des Pyrénées-Orientales.

Ces formations du port de Siguer se poursuivent le long du bord méridional du massif de l'Aston (au N de la faille de Mérens) jusqu'aux

environs de Mérens, où les métavolcanites associées à des gabbros rappellent beaucoup la série volcanique de l'Albère, Pyrénées-Orientales.

Bien entendu, on ignore l'âge stratigraphique de la limite des micaschistes et des grès et phyllades superposés. On peut déduire seulement de ce qui précède que les grès et phyllades comprennent de l'Ordovicien, probablement des niveaux assez bas de l'Ordovicien, compte tenu des épaisseurs à partir des calcaires du Caradoc ; et que les micaschistes sont, au moins en partie, contemporains de la série de Canaveilles (Cambrien probable).

Quand on suit les formations vers le Nord-Est au-delà du pic d'Endron, en contournant le massif de gneiss de l'Aston, on observe une uniformisation du faciès schisteux qui rend incertaine sur le terrain la limite entre les schistes ordoviciens et les micaschistes sous-jacents. Dans l'Ordovicien, les bancs gréseux et les bancs calcaires s'amincissent et deviennent discontinus. Nous avons pu les suivre, avec d'importantes interruptions jusqu'à la Lesse-de-Bialac (3 km W du village d'Aston), mais nous n'avons pu encore les retrouver au-delà, sauf un banc de grès et poudingue à peu de distance sous le Gothlandien au SW de Vèbre et appartenant probablement au Caradoc. Dans les micaschistes bordant les gneiss du versant nord, nous n'avons pas observé jusqu'à présent de bancs volcaniques ou calcaires.

DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES. — *Gneiss œillés et gneiss de Peyregrand.* La plus grande partie du massif de l'Aston est constituée de gneiss œillés et de gneiss amygdalaires (Flasergneiss), souvent associés dans des bancs voisins. Les gneiss œillés ont généralement une texture désordonnée, les grands feldspaths présentant des formes irrégulières et une répartition capricieuse, parfois très dense. Ces feldspaths présentent parfois un contour subidiomorphe. Leur dimension atteint souvent plusieurs centimètres. Les feuillets de gneiss de grain moyen qui les englobent sont soulignés par de la grande biotite disposée en septa presque continus. Ces feuillets sont en général très contournés et la texture d'ensemble évoque un étirement et un écoulement de la matière. Les gneiss de ce type sont particulièrement caractérisés dans le centre du massif autour de la vallée de l'Aston, au barrage de Riette par exemple. Bien qu'ils n'aient pas été jusqu'ici l'objet d'études pétrographiques précises, il est certain que leur histoire est compliquée avec des phases successives.

En particulier ils ont subi le plus souvent, à la fin de leur évolution, une granitisation (migmatisation) plus ou moins avancée dont témoignent l'effacement local partiel de la foliation cristallophyllienne et le développement de textures grenues plus ou moins diffuses, suivant certains bancs ou par plages. Des zonules mobilisées discordantes tranchent la foliation. De nombreuses taches de pegmatite ou d'aplite se différencient dans la roche. Parfois des corps importants de granite à mica blanc s'individualisent, soit en corps interstratifiés à texture orientée concordante, soit en amas plus ou moins discordants. Notre attention a été attirée par G. Guitard sur la superposition de ces phénomènes de granitisation à un gneiss préexistant, et ceci à des degrés divers.

Assez souvent des leptynites s'associent banc par banc aux gneiss œillés. Elles prennent surtout de l'importance, semble-t-il, dans la partie haute de la série des gneiss de la région centrale du massif. Certaines apparaissent dans les couches sous-jacentes aux « gneiss de Peyregrand », ou accompagnent le faciès fin de ces gneiss.

La série des gneiss de Peyregrand s'oppose vivement à la série des gneiss œillés et amygdalaires de l'Aston, de manière à trancher dans les paysages. Elle est beaucoup plus claire par moindre richesse en biotite, et sa texture est plus massive bien que franchement cristallophyllienne. Elle repose stratigraphiquement sur les gneiss de l'Aston : gneiss œillés et amygdalaires, et schistes migmatisés associés, comme les tracés cartographiques détaillés et les coupes jointes ici le montrent sans discussion.

Elle comporte deux faciès qui peuvent se succéder ou alterner, mais qui s'individualisent, l'un ou l'autre, sur plusieurs dizaines de mètres ou sur plus de 100 m d'épaisseur : un faciès amygdalaire de grain moyen, à feuillets de biotite minces et discontinus ; un faciès de grain fin leucocrate et peu schisteux (leptynites et pseudo-aplites). Dans le faciès fin on observe souvent des lits de poudingue à petits galets de quartz arrondis, galets qui n'ont pas été effacés malgré l'intensité du métamorphisme [Destombes et Raguin, 1954 ; Raguin, 1955].

La dimension des galets est de 0,5 à 3 cm, exceptionnellement 5 cm. Ce quartz est habituellement enveloppé d'une pellicule de sillimanite et muscovite, pénétrant aussi dans des microfissures de laminage des galets. Les galets sont en général assez espacés dans la mésostase, mais répartis suivant la stratification générale. Cette mésostase a une structure granoblastique



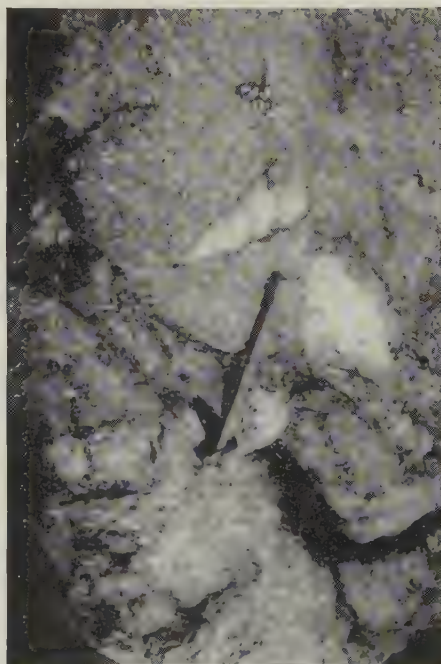
1



2



3



4

TEXTE-PLANCHE.

Fig. 1 et 3. — Micropoudingue de Peyregrand. Localisation : verrou du lac de Peyregrand.

FIG. 2. — Micropoudingue de Peyregrand. Localisation : rive orientale de la retenue de Gnioure.

Fig. 4. — Agmatite à blocs de gneiss de Peyregrand emballés dans des gneiss œillés du type Aston.
Localisation : vallée de Milleroques.

de grain fin (0,5 à 1 mm). Le faciès de grain fin à lits de poudingues du gneiss de Peyregrand se rencontre souvent à la base de la formation de Peyregrand, au-dessus des gneiss œillés et migmatites ; mais il apparaît aussi en intercalation dans le faciès amygdalaire du gneiss de Peyregrand et il semble donc en exister plusieurs niveaux stratigraphiques.

Souvent les galets de quartz sont étirés avec un allongement bien marqué dans le plan de foliation. Dans ce cas leur linéation est régulière et semble coïncider avec celle des micaschistes du port de Siguer (direction NW-SE et faible inclinaison). Dans d'autres cas la linéation s'atténue et les galets prennent la forme de disques plats arrondis, concordants avec la foliation de la mésostase. Plus exceptionnellement, au lieu de galets de quartz, on observe des galets plats de schistes siliceux.

De toute façon les galets sont bien séparés de la mésostase. Parfois la cristallisation de celle-ci a amené la formation d'une petite auréole enrichie en biotite ou en tourmaline autour du galet.

Bien que généralement espacés de plusieurs centimètres, les galets sont assez irrégulièrement répartis ; quelquefois deux ou trois d'entre eux se trouvent rapprochés et peuvent même se toucher. Leur calibrage, généralement assez constant dans un banc donné, admet cependant des irrégularités ; c'est ainsi qu'on peut observer presque côte à côte des galets elliptiques de 1 cm et de 3 à 4 cm de grand axe. La mésostase présente aussi des variations quant à la proportion de mica, le calibrage du grain. Sa foliation est celle d'une leptynite, mais elle s'atténue parfois en prenant une texture « pseudo-aplitique ».

Outre l'aspect pétrographique à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle microscopique, d'autres arguments appuient l'interprétation de cette roche singulière comme un poudingue métamorphisé. C'est, avant tout, son extension à la base des gneiss de Peyregrand, c'est-à-dire à un niveau stratigraphique déterminé, sur plusieurs kilomètres dans la région de l'étang de Peyregrand et ailleurs. C'est aussi son association, observée en compagnie de G. Guitard, avec d'autres roches détritiques, c'est-à-dire avec les « gneiss granulés » qui sont des tufs volcaniques, et avec des métaconglomérats basiques au S de la Tute-de-l'Ours, près de Mérens.

Aux environs de l'étang de Peyregrand et dans le massif de Milleroques, le contact de base des gneiss de Peyregrand est net, sur les

schistes migmatisés ou les gneiss sous-jacents. Plus à l'Est, de part et d'autre de la vallée de Quioulès (Planel du Brouchet, versant du pic de Riez) ce contact comporte une alternance, banc par banc, de gneiss œillé et du type à grain fin du gneiss de Peyregrand. Cette zone mixte peut dépasser 50 m d'épaisseur. La même constance se retrouve au S de la Tute-de-l'Ours, où de gros bancs de gneiss de Peyregrand alternent avec des gneiss œillés et avec des gneiss granulés, dans une série redressée que la faille de Mérens vient recouper en biseau.

Dans la masse des gneiss de Peyregrand, et surtout dans les couches de passage à faciès alternant avec le gneiss œillé, on rencontre localement des types très « mobilisés » (au sens métamorphique du mot). Au Planel du Brouchet par exemple, il y a quelques points où le gneiss œillé semble bréchifier et injecter localement le gneiss de Peyregrand. H. J. Zwart nous a dit avoir observé l'apparence inverse. Ces faits nous paraissent en rapport avec la mobilisation métamorphique, mais ils n'ont qu'une extension locale.

Là et près du col de Finestres, nous avons pu recueillir des échantillons de gneiss œillé contenant de petits nodules arrondis de quartz. Par une analogie évidente avec le poudingue quartzueux de Peyregrand tout voisin, cette roche résulte de la gneissification du poudingue sous le faciès « gneiss œillé ».

Bordure des gneiss. Sur toute la bordure occidentale du massif de gneiss de l'Aston, les micaschistes du lac d'Izourt se migmatisent et s'enfoncent sous le massif de gneiss représenté de ce côté par le faciès de Peyregrand. Telle qu'on peut l'observer le long du torrent de Siguer ou à l'W du lac de Gnioure, la migmatisation est progressive et sans limite définie. Les micaschistes se durcissent, et il s'y différencie de petites veinules à plissements symmigmatiques : veinules d'abord quartzueuses, puis de plus feldspathiques et pegmatitiques. Le matériau, devenu gneiss, conserve l'hétérogénéité caractéristique des migmatiques (au sens de Sederholm). Dans toute cette zone occidentale, le phénomène ne dépasse pas un stade où les septa micaschisteux restent importants et où le matériau conserve un faciès « peu métamorphique ».

En suivant les formations vers l'Est le long de la bordure méridionale du massif de l'Aston (au N de la faille de Mérens), ces migmatites augmentent franchement de cristallinité dans toute leur masse et elles se granitisent plus ou moins, de façon cependant hétérogène. Toute

la partie méridionale du massif est constituée de telles migmatites avec les faciès classiques (dictyonites, épibolites, anatexites, etc.). On peut le constater dans les montagnes du p. de Thoumas, p. de Cabaillère, p. de la Lauzate, montagnes au N de Mérens. Cette circonstance a été observée également par de Sitter et Zwart, et figurée sur leur carte au 200 000^e 2.

Les phénomènes sont différents quand on suit la bordure septentrionale du massif de l'Aston à partir de la zone occidentale. Dès que l'on passe à l'E de la vallée de Siguer, la migmatisation des schistes s'atténue. Le contact schistes-gneiss se fait directement avec des gneiss œillés. C'est un contact tranché, très redressé avec pendage septentrional. Sur une petite épaisseur de l'ordre de 100 à 200 m, les gneiss de bordure ont un faciès fin leptynitique, avec ou sans phénoblastes feldspathiques. Ceux-ci sont plus petits et plus dispersés que ceux du gneiss œillé normal. Il est possible que la limite schiste-gneiss soit ici une limite stratigraphique antérieure au métamorphisme et correspondant à un changement lithologique dans la série sédimentaire.

Les métavolcanites. Les micaschistes des environs de l'étang Fourcat (au S du lac d'Izourt) contiennent quelques petites lentilles de roches vertes à faciès microdioritique ou gabbroïque, près d'une importante couche calcaire. Ces roches se poursuivent plus à l'Est par lambeaux séparés, et on trouve à l'étang Bleu du port de Siguer les bancs puissants d'agglomérats basiques décrits ci-dessus. L'assise calcaire, épaisse de un à quelques mètres, se retrouve à quelques dizaines de mètres au-dessus du banc supérieur d'agglomérats. Elle se poursuit avec continuité vers l'Est sur 6 km jusqu'au pic de l'Homme-Mort. Dans cette zone, les micaschistes sont complètement migmatisés ; le calcaire est transformé en cipolin à humite associé à de la corneenne calcique. Quant aux roches vertes, nous les avons retrouvées avec un important développement dans le massif du pic de Cabaillère sur le haut Aston.

Poursuivant vers l'Est la zone de migmatites méridionales du massif de l'Aston, on arrive aux montagnes des environs de Mérens de part et d'autre de la vallée de l'Ariège. On y rencontre les « gneiss granulés », métatufs volcaniques de G. Guitard et P. Laffitte, associés à des bancs de faciès dioritique et gabbroïque au N de Mérens sur la rive droite de l'Ariège. A la Tute-de-l'Ours, dans les falaises en contrebas au S de ce sommet, nous avons observé un banc de gneiss contenant des blocs arrondis

de matériel amphibolique de quelques centimètres à un décimètre de diamètre. Il s'agit d'un métaconglomérat à éléments probablement volcaniques. Sur le méridien de Mérens, les métavolcanites prennent une grande importance, car elles réapparaissent plus au Nord dans un second alignement par le col de Joux, comme G. Guitard nous l'a fait remarquer. Ainsi sur 1 500 m d'épaisseur au moins, les gneiss migmatiques du N de Mérens appartiennent à la série contenant les métavolcanites c'est-à-dire à la série de Canaveilles. On est conduit à étendre la même conclusion à toute la formation de schistes, migmatisés ou non, du S et du SW du massif de l'Aston.

OBSERVATIONS SUR LES COUPES. — Coupe I. Elle se superpose à peu près à la coupe du Silurien analysée au début. Elle montre l'anticlinal de micaschistes du pic de Peyrot et le raccord probable entre la série siliceuse d'Artières et les gneiss de Peyregrand du pic de Bourbonne. On voit les schistes faiblement migmatisés s'enfoncer vers le Sud sous ces gneiss très métamorphiques et ressortir au-delà avec le même faciès.

Coupe II. C'est une coupe voisine. A noter le niveau calcaire quelques centaines de mètres au-dessous du gneiss de Peyregrand, près du lac de Gnioure, ainsi que le faciès fin à poudingue de la base de ces gneiss. Au contact de base des gneiss, un niveau graphiteux, parfois pyritisé, termine les micaschistes en leur sommet. Il se suit stratigraphiquement sur plusieurs kilomètres à l'Est.

Coupe III. On remarque la réduction extrême du faciès gréseux dans l'Ordovicien, la situation synclinale du gneiss de Peyregrand et la réapparition du niveau calcaire de la coupe précédente sur le versant méridional autour du pic de Thoumas. A peu de distance au-dessous du calcaire apparaît le niveau des agglomérats basiques du port de Siguer.

Coupes IV et V. L'intérêt de ces coupes est de montrer la structure plate du centre du massif de l'Aston, ainsi que les lambeaux de gneiss de Peyregrand qui couronnent les gneiss œillés et soulignent les failles. Observer le pendage septentrional et la disposition des migmatites du S du massif.

Coupe VI. Entre la vallée du Nagear et Mérens, cette coupe utilise le relevé de la galerie hydroélectrique. Au Nord, cette galerie prouve

2. SITTER L. U. DE et ZWART H. J. (1959) : Geological map of the central Pyrénées, provisional ed. Leiden.

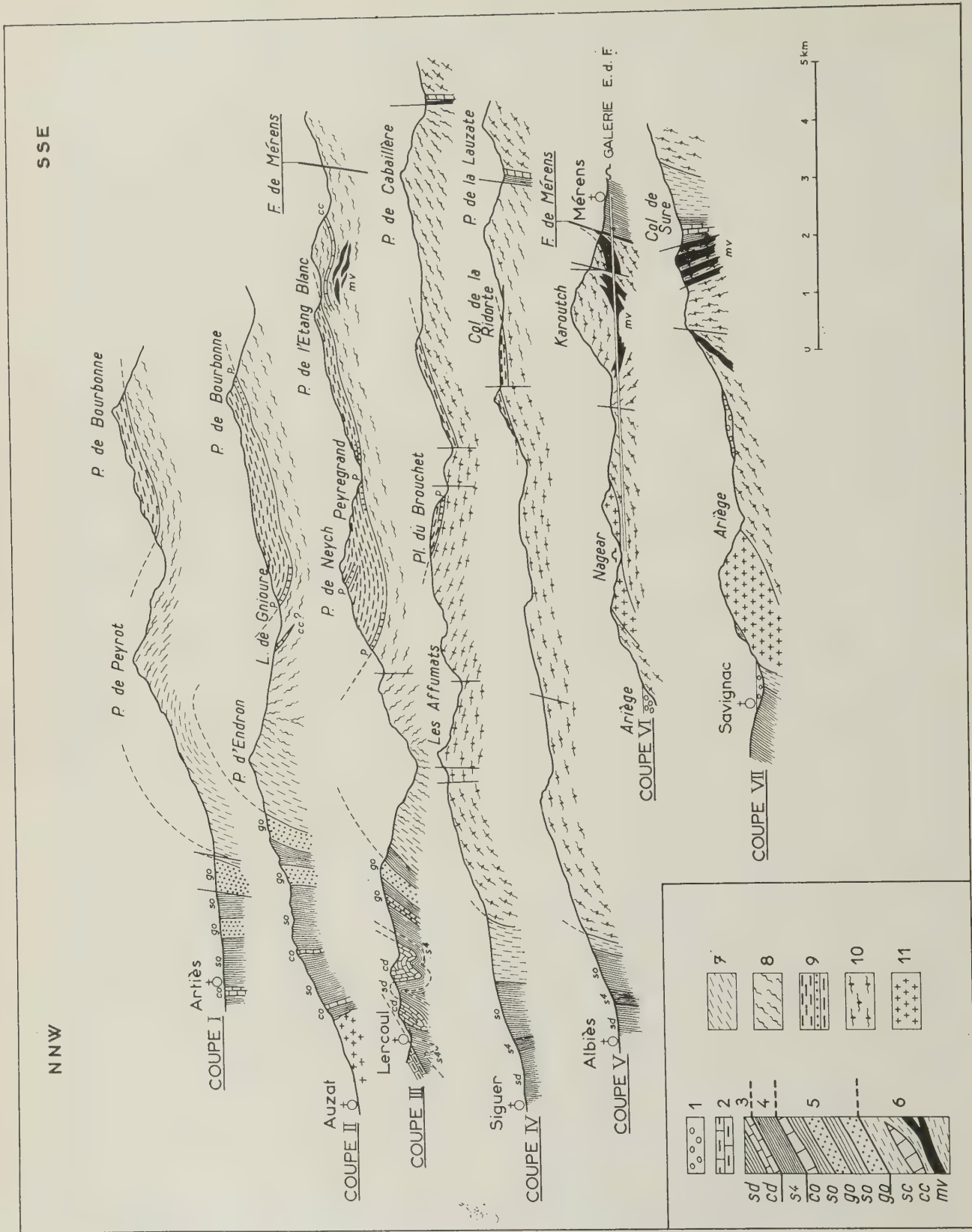


Fig. 2. — Voir légende page 37.

le caractère stratoïde du granite d'Ax, car elle passe dessous en restant dans des gneiss peu inclinés, fortement injectés de pegmatites. Au Sud, elle recoupe, sous les gneiss œillés, les gneiss granulés qui affleurent en contre-haut de Mérens.

Coupe VII. La coupe fait apparaître l'importance des roches métavolcaniques de la série de Canaveilles dans les formations migmatisées du S du massif, au N de la zone de Mérens. Elle montre aussi la structure plate du granite d'Ax.

RÉSULTATS GÉNÉRAUX. — Les levés détaillés, destinés à la carte géologique moderne au 50 000^e, seront publiés plus tard. Les coupes ci-jointes font d'ores et déjà ressortir plusieurs résultats importants.

Elles montrent le passage latéral des formations paléozoïques aux gneiss du massif de l'Aston. Les micaschistes de la série de Canaveilles (Cambrien probable d'après P. Cavet) se migmatisent pour former la partie méridio-

nale du massif de gneiss. Les formations siliceuses du Montcalm superposées à ces micaschistes, formations débutant probablement à un niveau assez bas de l'Ordovicien ou même au Cambrien, passent latéralement aux gneiss de Peyregrand, c'est-à-dire à la partie supérieure des gneiss du massif de l'Aston. La signification stratigraphique des gneiss œillés d'Aston reste à préciser : superposition ou passage latéral aux formations de la série de Canaveilles ?

Un second résultat remarquable est la forme d'ensemble plate du massif de gneiss, en dehors des nombreuses failles qui rendent localement les roches verticales sur une épaisseur plus ou moins grande variant de 1 à 100 m. Cette vaste structure plate a une pente générale vers le Nord et vers l'Est (coupes IV et V) et elle plonge assez brusquement à sa bordure septentrionale. A l'Ouest, le massif dessine un synclinal plat (coupes I, II, III), qui précède l'anticlinal pic de Peyrot — haute vallée du Mounicou que nous avons décrit antérieurement [Destombes et Raguin, 1955].

Ouvrages cités.

- ALLAART J. H. (1954). — La couverture sédimentaire septentrionale du massif Ax-Montcalm. *Leidse geol. Med.*, D. 18, p. 255-271.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre, Thèse, Toulouse et *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 254.
- (1958). — Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 853.
- DESTOMBES J.-P. (1953). — Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. *C. R. 19^e sess. Congr. géol. intern.*, Alger, 1952, sect. II, fasc. 2, p. 107-129.
- (1958). — Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou, Ariège. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 105.
- DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E. (1954). — Le pic de Montcalm et le massif de l'Aston dans les Pyrénées ariégeoises. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 279.
- (1955). — Étude de la partie occidentale du massif de l'Aston, Ariège. *B. S. G. F.*, (6), V, p. 101-113.
- GUITARD G. et LAFFITTE P. (1956). — Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 2749-2752.
- RAGUIN E. (1955). — Texture originelle et migrations chimiques dans la gneissification d'un poulingue pyrénéen. In *Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques. 68^e Coll. intern. C. N. R. S. et Sciences Terre* (Nancy), n° h. sér., p. 17.

FIG. 2. — Coupes sériées à travers le massif de l'Aston.

1 : moraines. — 2 : calcaires mésozoïques. — 3 : Dévonien (sd : schistes ; cd : calcaires). — 4 : Gothlandien (s⁴ : schistes carbonifères). — 5 : Ordovicien (co : calcaires caradochiens ; so : schistes ; go : grès et micropoudingues). — 6 : série de Canaveilles (sc : schistes ; cc : calcaires ; mv : métavolcanites). — 7 : micaschistes. — 8 : schistes migmatisés. — 9 : gneiss de Peyregrand (p : micropoudingues). — 10 : gneiss œillés ou amygdalaires. — 11 : granite.

Galets anciens dans les cinérites pliocènes du cap d'Ail

par Jacques BOURCART *.

Sommaire. — De nombreux galets de quartz de filon, calcaires silicifiés, grès arkosique, granite, rhyolite, ont été recueillis dans les cinérites plaisanciennes qui sont sous les marnes à Cap-d'Ail. Ces galets, dont l'étude a été effectuée par Mme Jérémme, sont très différents de ceux du continent. Ils semblent provenir d'une ancienne terre à relief élevé qui occupait l'emplacement du golfe de Gênes et qui a disparu après les distensions qui marquent l'époque pliocène pour faire place à des profondeurs de plus de 2 700 m.

Les différentes éditions des cartes géologiques d'Antibes et de Nice ont figuré des lambeaux de « conglomérats andésitiques et tufs cinéritiques », au cap d'Antibes, formant les collines appelées les « Aspres » de Biot à Villeneuve-Loubet, dans la vallée du Var et au cap d'Ail. Des strates de cendres pures alternent avec d'autres, chargées d'éléments laviques, de leucocrates, de mélanocrates, souvent recuits ou encroûtés de fer, de dimensions très variées : de quelques décimètres à près d'un mètre. Il s'agit certainement des projections volcaniennes d'un très grand volcan dont le centre se trouvait au large de la côte niçoise.

Dans plusieurs publications (notamment Bourcart [1959 a, 1959 b]), j'ai montré que ces projections s'étaient faites dans la mer et que les cinérites contenaient des Foraminifères plus ou moins transformés en chaux. Dans la commune de Cap-d'Ail, les cinérites passent à des grès, puis à des marnes plaisanciennes (fig. 1). Elles

reposent, comme l'ont démontré les sondages préparatoires à la construction de l'autoroute [Bourcart, Le Calvez et Siffre, 1959], aux environs de Villeneuve-Loubet, sur des marnes également plaisanciennes qui y sont parfois intercalées.

Les cinérites contiennent souvent des galets très bien roulés, allant de 1 à 4 cm, de quartz de filon (Biot, Villeneuve et surtout à Cap-d'Ail même). Cette année, mes élèves et moi-même, nous avons pu, sur la grande coupe qui domine la plage de Mala à Cap-d'Ail, récolter une série de galets de roches dont aucune n'est connue sur le continent. Mme E. Jérémme a bien voulu revoir les descriptions que j'en avais faite, pour ce qui est des roches éruptives. C'est son texte même que je citerai entre guillemets.

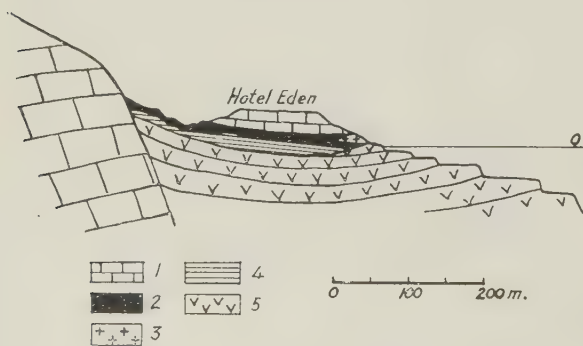


FIG. 1. — Coupe du Cap-d'Ail.

1 : calcaires jurassiques ; 2 : Quaternaire, brèche à ciment rose et limons roses ; 3 : plage et cordon de Quaternaire ancien ; 4 : marnes bleues et grès fins pliocènes ; 5 : cinérites et tufs volcaniques.

- 1) Quartz de filon très abondant.
- 2) Calcaire oolithique entièrement transformé de calcédonite.
- 3) Microbrèche très anisométrique de couleur vert-jaune :
 - 1^{er} échantillon. « Fragments de micaschiste (muscovites et rares biotites vertes) ; grand galet de grès quartzite à ciment peu abondant, phylliteux, et de quartzite pure ; rares microclines. »
 - 2^e échantillon. « Gros cristaux empruntés à des granites : microcline, plagioclase, orthose, quartz très souvent éclatés sur place, donc échauffés après déposition (?). On peut les reconstituer comme un puzzle. Fragments de microgranite, de rhyolite, plus rares, et de schistes, de gneiss et de quartzite. Cristaux de sphène et de biotite. Certains éléments sont repliés, grains de glauconie. Le ciment est isotrope ou quasi-isotrope. » (Opale ?)

Ces grès contiennent des Foraminifères en moules de glauconie.

4) Rhyolite altérée : « a) beaux cristaux corrodés de quartz, feldspaths de dimensions variées ; orthose rare, toujours séricitisée ; plagioclases, séricitisés et zoisés, ne dépassant pas l'oligoclase : de 10-15 %. Anorthite,

* Note présentée à la séance du 1^{er} février 1960.

lames de chlorite disséminées. Traînées de zoïsité et d'épidote. Beau cristal d'allanite, presque complètement métamicté. b) Pâte, originellement vitreuse, actuellement recristallisée à degrés différents. L'éclatement du quartz et des feldspaths est certainement primaire; pas de nécessité d'attribuer ces phénomènes à la cataclase. »

5) « On peut appeler cette roche *microgranite* à structure micropegmatitique ou (comme nous le faisons) granite à structure micrographique, car ces grands cristaux continuent à cristalliser et s'arrangent en structure pegmatitique. Grandes lames de chlorite verte (auréole polychroïque autour des zircons), inclusions de rutile. Cette roche peut être une rhyolite transformée ou, comme autour des massifs granitiques que j'ai décrits à El Aïoun du Dra (Maroc), un faciès de bordure d'un dôme de granite micrographique. »

6) *Microgranite* à biotite : « phénocristaux de taille moyenne de feldspaths : orthose, microperthite et plagioclase zoné (50 % An au centre, passant à 35-20 % sur les bords, saussuritisé au centre). Pâte microgranulitique grossière : quartz, orthose abondante, finement perthitisée, biotite, soit franche (ng brun-rouge, donc titanifère), soit en voie de chloritisation. Elle contient des intercalations d'épidote. Parfois, la chlorite est en sphérolites, donc pneumatolitique. Rares aiguilles d'apatite. »

7) *Granite* broyé localement : « cristaux d'orthose, transformés localement en microcline (ce dernier sans perthite, alors que l'orthose est perthitisée). Biotite, muscovite. La séricite pénètre dans les fissures, donnant une fausse impression de ciment ou de pâte. Épidote, apatite. On peut discuter la possibilité de clasticité de cette roche. »

8) *Granite* à biotite à structure granulitique : « le microcline est en petits ou en grands cristaux, très frais, sans perthite, probablement également un produit de recristallisation de l'orthose, dont les résidus se voient encore. Il est accompagné d'oligoclase à 15 % d'An, en voie d'albitisation, englobant la séricite et très peu de zoïsité. Biotite transformée en chlorite verte et muscovite; suivant les clivages, de l'épidote est intercalée. Quartz limpide à formes granulitiques. »

9) *Granite* monzonitique : « microcline avec microperthite. Plagioclase zoné à 35 % d'An au centre (séricitisé) et 15 % aux bords. Belles lames de biotite, riches en auréoles polychroïques. Un peu de chlorite secondaire. »

10) *Granite* hololeucocrate, composé de quartz et de feldspath. « On trouve de grands cristaux d'albite pure qui est probablement le produit de transformation d'orthose. Les cristaux sont entourés de petits cristaux en mortier, distribués très irrégulièrement. On voit dans les interstices des accumulations de chlorite (vermiculations) en sphérolites, apatite. »

11) Galets, enrobés d'une croûte mince de céladonite, d'andésite grise, très fraîche : « cette lave est composée principalement de microlites, gros ou plus petits, de plagioclases zonés (50 % An au centre, 35 % sur les bords). Augite en comparativement gros cristaux, dont certains plus grands que les plagioclases, mais surtout en petits cristaux maclés, optiquement à tendance pigeonitique. Ils sont enveloppés par une pâte brune avec cristaux d'augite et de plagioclase. » Cette roche a été aussi traversée par un sondage effectué dans la masse des cinérites. Il s'agissait d'un très gros bloc. C'est une des laves émises par le volcan sous-marin.

Les grès bréchiques n° 2 sont certainement antérieurs à la principale explosion. Leur âge est difficile à préciser : en effet, la base, au

niveau de la mer, de la série des marnes bleues qui ont été traversées par les sondages de la sortie vers Roquebrune du tunnel de la S. N. C. F. à Monaco est constituée par des grès quartziques à Bryozoaires, avec ciment calcitique, extrêmement différents. Le Miocène est encore inconnu sur le reste de la côte. C'est l'Oligocène de Menton qui, pétrographiquement, s'en rapproche le plus.

Tous les galets sont certainement fluviaux et représentent une ancienne nappe alluviale, mais remaniée par la mer; ils peuvent représenter le Miocène supérieur continental.

La nature des roches cristallines ne permet pas non plus de les rapprocher de celles du Mercantour, mais par contre des galets de l'Oligocène, venant du Sud ou du Sud-Est, d'après Fallot, Kuenen, Faure-Muret et Lanteaume ou Guernet. On rappellera qu'il existe des galets cristallins dans le conglomérat turonien du Bec de l'Aigle à La Ciotat et dans les conglomérats de Riez-Valensole.

Certains granites ou microgranites évoquent des roches de Corse.

Les géologues qui ont étudié les synclinaux oligocènes des Alpes-Maritimes ont pensé qu'il existait à l'emplacement du golfe de Gênes actuel (et même au large de la côte provençale), une terre montagneuse, élevée, avec un réseau fluvial s'écoulant vers le Nord et le Nord-Ouest, joignant le cap Corse au massif des Maures, dans une région où actuellement les profondeurs dépassent 2 700 m.

La Méditerranée miocène n'est connue qu'au pied de la chaîne des Baous et à Notre-Dame-du-Var, où un demi-synclinal miocène est chevauché par la série jurassique alpine. Seul, le premier étage méditerranéen y est représenté. Aucun sédiment vindobonien n'est encore connu. Entre la Corse et la côte ligure, à la pyramide de Santa-Lucia (— 118), un carottage en chute libre nous a permis de recueillir un calcaire crayeux à Bryozoaires, contenant des Foraminifères que P. Marie et Y. Le Calvez, plaçaient entre le Miocène et le Pliocène, mais plus vraisemblablement pour moi, pliocène.

Au Sud, le premier étage méditerranéen est connu dès Saint-Florent, en Corse, le rivage passant probablement très à l'W de l'île pour la rejoindre seulement après le golfe de Valinco.

Il semble donc que, dès la fin du Miocène, une inversion complète de la géographie se soit produite. Dès ce moment, en effet, les pentes doivent se diriger vers la Méditerranée actuelle, puisque le Rhône, l'Argens, la Siagne, le Var ont creusé des vallées qui ont été envahies

ensuite par la transgression pliocène. Les pentes longitudinales très fortes des très nombreuses vallées sous-marines montrent que la déformation crustale qui a causé cette inversion du relief, se poursuit encore.

Il faut aussi remarquer que, sur le continent, le Pliocène, presque toujours dissimulé sous les brèches et éboulis, représenté par les marnes blanches, monte à Monaco (ravin de Moneghetti)¹, au moins à 200 m au-dessus de la basse Corniche et les lumachelles à Amphistégines, à Vistaéro, à plus de 400 m. Quant au delta sous-marin du Gorbio, il dépasse largement cette altitude. Il est donc nécessaire d'admettre une importante orogénèse du Post-Pliocène, ce que la masse des conglomérats du Var et de Gorbio indiquait déjà.

A Cap-d'Ail, les strates des cinérites sont relevées vers le Nord-Est. Cette déformation

orogénique s'est accompagnée d'une striction que l'on peut observer dans la masse des cinérites (nombreux miroirs de failles avec enduits de céladonite), et même dans les marnes bleues plaisanciennes.

L'existence au Pliocène, à l'extrémité de la Méditerranée occidentale, d'un volcan vulcanien sous-marin est facilement explicable dans l'hypothèse d'une distension extensive de son fond, hypothèse que nous avons déjà admise pour expliquer le morcellement extraordinaire de toutes les unités tectoniques à son contact, et l'antithèse qu'offre sa géographie depuis le Pliocène avec la paléogéographie du premier étage méditerranéen.

1. Gisement qui m'a été indiqué par M. Vernet, faune déterminée par M^{me} Le Calvez.

Ouvrages cités.

- BOURCART J. (1959 a). — Note sur la géologie de Cap-d'Ail (Alpes-Maritimes). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 129.
 — (1959 b). — Les gisements quaternaires marins du littoral des Alpes-Maritimes. *Livr.-guide XVI^e Congr. Préhist. Monaco*, p. 70-87.
 BOURCART J., LE CALVEZ Y. et SIFFRE M. (1959). — Du nouveau sur l'âge du tuf volcanique du pays niçois. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 551-554.

- KUENEN Ph. H. (1959). — L'âge d'un bassin méditerranéen. *82^e Coll. intern. C. N. R. S.* (Nice-Villefranche, 1958), p. 156-163.
 KUENEN Ph. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. (1957). — Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 11-26.
-

Étude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne)

par Henri NONN et Jean TRICART*.

Sommaire. — Cette formation se trouve à 45 km à l'E de La Coruña, sur la route Madrid-La Coruña, au km 555, sur une pénélaine tertiaire réalisée ici dans les schistes cristallins, exactement à la limite actuelle du partage des eaux entre les rivières ayant leur embouchure dans le système de rias de La Coruña et celles qui coulent dans le bassin de Lugo à l'Est. Une coupe permet de considérer la formation comme un cône d'accumulation détritique d'un organisme gagnant ce bassin.

Elle présente une disposition lenticulaire où alternent des lits de cailloux, de graviers, de matériel sablo-argileux dont l'analyse indique : un âge quaternaire (présence de micas, de schistes, et traces de plications et festons périglaciaires) ; une ancienneté indubitable (lits inférieurs offrant l'aspect des produits d'altération sous climat chaud ; ferruginisation abondante avec croûtes phréatiques dans la formation ; modifications de l'hydrographie par érosion régressive des rivières de l'Ouest).

La formation est considérée comme prériessienne, et peut aider à préciser l'évolution morphologique de la Galice pré littorale.

La formation étudiée ici est située à 45 km à l'E de La Coruña, exactement à la limite de la province de Lugo et de celle de La Coruña ; elle est visible en coupe dans la tranchée de la route de Madrid à cette ville entre les km 555 et 554,5, soit à 5 km à l'W de Guittiriz. A cet endroit, la route récemment rectifiée suit le tracé de la voie ferrée.

Il s'agit d'une formation d'accumulation détritique dont la localisation, la disposition, la nature des débris et leur analyse permettent une interprétation dont l'intérêt dépasse le cadre du secteur où elle se trouve.

1. LA SITUATION GÉNÉRALE. — La coupe est située vers 490-500 m d'altitude dans un secteur de partage des eaux d'un plateau de roches anciennes (ici schistes cristallins riches en biotite) correspondant à une vaste pénélaine, d'âge tertiaire probable, qui, autour de cette cote, forme le niveau le plus étendu en Galice [Biro et Solé Sabaris, 1954]. Mais à l'Ouest, le système de rias groupant celles de La Coruña, Betanzos, Arès, El Ferrol, n'est qu'à 25-30 km de Guittiriz, et les rivières tributaires de la ria de Betanzos (rio Mandéo surtout) attaquent vigoureusement ce plateau, étant donné la proximité du niveau de base et l'importance de la dénivellation. A l'Est, le drainage s'organise en fonction d'une vaste dépression, le bassin de Lugo, — déformation probable de la pénélaine — et les eaux du rio Ladoiro et de

ses affluents gagnent le rio Miño supérieur. La formation détritique se trouve donc juste dans la zone de partage des eaux entre le secteur atlantique proche et le Miño. Elle se trouve aussi exactement à l'endroit le plus bas d'un alignement de relief dominant la pénélaine avec l'orientation N-S, avec des sommets de 700 à 800 m ou plus d'altitude (Sierra de Coba da Serpe, Sierra de la Loba). Ce sont précisément ces lignes de crêtes qui aujourd'hui font la limite des deux bassins fluviaux.

Mais en a-t-il toujours été ainsi ? La coupe montre une disposition des éléments correspondant à un écoulement vers le Sud-Est. A l'intérêt propre de la coupe s'ajoute donc celui de préciser l'époque des modifications du drainage dans ce secteur.

2. DESCRIPTION DE LA COUPE. — La formation détritique se suit de façon continue, tranchée par la route sur 300 m de long et 2 à 3 m de haut. La roche en place n'est pas visible là mais dans la tranchée du chemin de fer juste au Sud, où les dépôts, épais de moins de 1,50 m, reposent sur les schistes cristallins altérés. Elle présente une disposition lenticulaire faisant alterner de façon irrégulière (fig. 1) :

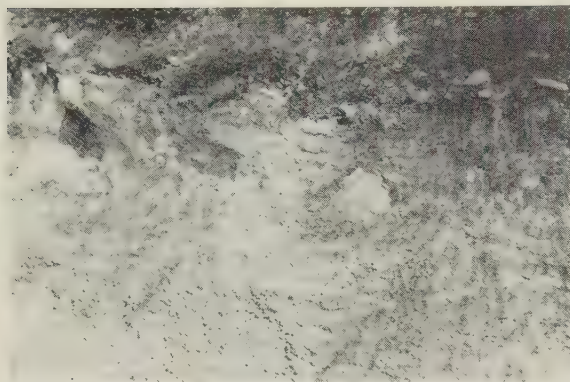
— des lits de cailloux, composés de galets de quartz souvent rougis, parfois corrodés,

* Note présentée à la séance du 1^{er} février 1960.

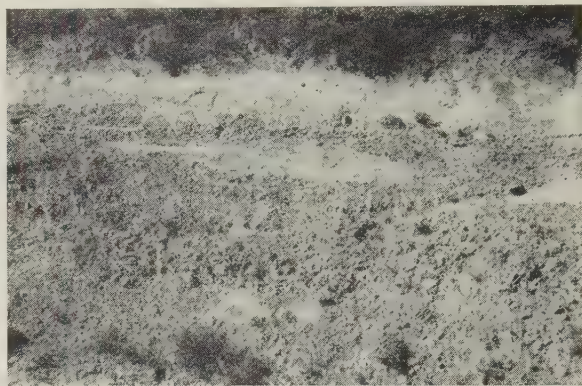
de taille variant de 3 à 7 cm en moyenne, allant jusqu'à 15 cm ; et de galets de micaschistes usés, plats, en mauvais état de conservation. Ces lits ont une épaisseur variant de 0,20 à 0,80 cm ; à leur partie supérieure, il est fréquent de voir la taille des éléments s'amenuiser jusqu'à celle d'esquilles ;

— des lits de graviers à matrice sableuse, formés en grande partie de schistes micacés de 0,5 à 2 cm — très aplatis. Ils forment de petites lentilles qui s'imbriquent souvent dans d'autres, plus grandes, de matériel fin ;

— des lentilles sableuses ou limoneuses — où l'on trouve quartz, micas et fragments



A



B

FIG. 1. — Photographies prises dans la coupe.

A : partie supérieure de la coupe, esquisse des festons et plications de type périglaciaire.

B : partie supérieure et moyenne de la coupe, litage et imbrications des lentilles fines et caillouteuses. Clichés H. Nonn.

schisteux, disposés en lits légèrement inclinés, s'imbriquant dans les lits de matériel plus grossier.

La formation primitive a été un peu remaniée :

— certains lits sablo-limoneux ont été, à la partie supérieure de la coupe, remaniés en festons, plications ou poches (fig. 1 A) ;

— des cuirasses ferrugineuses feuilletées, de nappe phréatique, se développent sur 1 cm d'épaisseur, soit soulignant le contact graviers-cailloux, soit à l'intérieur des lentilles de galets rubéfiés. Dans les lits fins, on ne rencontre seulement que des esquisses de concrétionnement, formant des plaquettes rougeâtres peu épaisses (5 cm), courtes (4-5 cm), peut-être brisées.

On a déjà indiqué la rubéfaction de certains lits de galets. Ce phénomène est davantage marqué à la base ; la coloration rouge-brun monte irrégulièrement affectant parfois seulement certaines parties de lentilles. Des lentilles non rubéfiées surmontent celles qui le sont.

3. ANALYSE DE DÉTAIL. — a) *Galets*. L'étude morphométrique des galets de quartz est seule

possible car les galets de schistes micacés sont trop friables, et mal conservés. Le calcul de l'indice d'aplatissement de ces quartz fournit pour les galets de 4-6 cm une médiane de 1,88 ; celui des indices d'émoussé, une médiane de 160 [Tricart et Schaeffer, 1950].

L'aplatissement assez sensible peut provenir de l'origine même de ces quartz s'ils sont issus de filonnets aplitiques, abondants dans les schistes cristallins ; on peut cependant considérer aussi que les fragments quartziteux fournis par cryoclastisme sont souvent d'un aplatissement du même ordre. L'existence, à proximité de cette formation (2,4 km à l'Ouest), d'un filon de quartz de 5 m de large rend cette deuxième hypothèse plausible également. Quant à l'usure, elle ne peut se justifier par l'aspect subémoussé initial de certains fragments des filonnets aplitiques, dans ce cas toujours inférieur à 100. L'indice rencontré ici dénote un transport de plusieurs kilomètres.

b) *Les lits sableux ou sablo-argileux*. Trois échantillons ont été prélevés ; l'un (M 3) à la base de la formation, dans la tranchée du chemin de fer, au-dessus d'une mince lentille de cailloux reposant sur la roche en place altérée ;

un autre (M 1) dans une lentille sableuse à mi-hauteur de la coupe dans la tranchée de la route, un troisième près de la surface, dans un lit plus fin, d'aspect loessique ou limoneux (M 2).

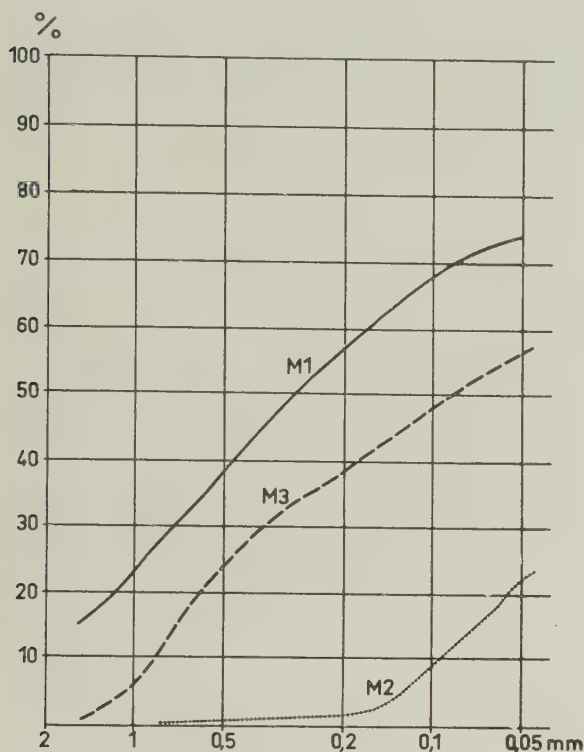


FIG. 2. — Granulométrie des sables.

Leur granulométrie (fig. 2) fait apparaître pour les deux premiers une proportion de 3/4 à 1/2 ou presque d'éléments $> 0,050$ mm et un triage identiquement médiocre (courbe très étalée avec des proportions assez analogues). M 1 contient seulement davantage de fragments $> 1,60$ mm. Ceci permet de confirmer ce qui apparaissait déjà lors du simple examen de la coupe : une mise en place par un écoulement intermittent de type torrentiel. La composition du lit M 3 est uniquement quartzreuse, comme si, au début, le matériel fourni était issu d'une roche en place suffisamment altérée pour que ne subsistent pas de schistes et de micas dans cette arène. Dans M 1, par contre, se mêlent schistes (43 %), quartz (54 %), micas (2 %), ferruginisés dans une proportion de 95 %, mais reconnaissables, indiquant un prélèvement de matériel en roche saine, suivi d'une ferruginisation après le dépôt. L'échantillon M 2 est tout différent. Sa granulométrie est beau-

coup plus fine, 20 % seulement des fragments sont $> 0,050$ mm et 2 % $> 0,25$ mm. Il s'agit donc là d'un dépôt dans un faux bras où était possible une certaine décantation ; assertion confirmée par la présence de 75 % environ de grains non usés, de 25 % subémoussés [LIGUS, 1958], ce qui élimine l'hypothèse d'une origine éolienne, et par l'étude de sa composition minéralogique où apparaissent des schistes pour 16 %, des quartz pour 49 %, mais aussi des micas pour 3 %, le reste étant constitué par des grains où s'agglomèrent des quartz et des micas avec un liant jaune fragile. Ainsi, l'abondance des micas seuls ou dans les 32 % d'agglomérats justifie l'interprétation d'un dépôt de décantation après une érosion de sols, et non de roche saine. On note également dans cette formation des concrétions gréseuses d'aspect cylindrique, comme si leur fixation s'était faite sur des radicales ; la ferruginisation de ce lit, moins forte que dans la formation M 1, est nettement plus accentuée que dans M 3. Ici, 50 % des grains sont touchés, plus particulièrement les schistes.

CONCLUSIONS. — Il s'agit de toute évidence d'une formation détritique résultant d'un dépôt lié à un écoulement de type torrentiel, irrégulier, avec fortes variations de compétence ou de charge. L'absence de reliefs importants en amont (cf. le sens de l'écoulement révélé par la coupe) amène donc à penser à des variations dues à des facteurs climatiques.

a) La présence de schistes et de micas dans le matériel déposé élimine un climat chaud, sous lequel ils n'auraient pu résister à l'altération en argile. Par contre, les conditions climatiques du Quaternaire, avec gel efficace, justifieraient beaucoup mieux et l'aplatissement des quartz, et l'abondance de micas et de schistes. Ceci est renforcé par les esquisses de cryoturbation — les seules notées jusqu'ici en Galice pré-littorale ou littorale — on pourrait donc penser à une formation d'âge quaternaire.

b) Par contre, on a vu que le dépôt est lié à un drainage en direction du Sud-Est ; le bassin oriental, autrefois plus vaste, a été amputé d'un domaine, comme en témoigne la position de la coupe, qui a dû être assez important, si l'on tient compte de la taille du matériel grossier et de l'importance de la coupe (plus de 300 m de front). Une telle modification de l'hydrographie, due à la conquête des rivières du versant atlantique proche, est au contraire un argument en faveur de l'ancienneté du dépôt et en même temps de la jeunesse de la position actuelle du littoral atlantique.

c) D'autres arguments militent en faveur d'un dépôt ancien : la composition du lit M 3, à la base de la coupe, offrant un aspect type du produit d'altération de la roche en place sous climat chaud, sur lesquels reposent des éléments indiquant un climat à prédominance d'actions mécaniques.

S'y ajoutent la ferruginisation phréatique en feuillet, ignorée dans les formations de Quaternaire récent en Europe actuellement tempérée humide. En effet, la migration de silice,

en milieu acide, associée à la ferruginisation, suppose des épisodes chauds qui ne sont connus que lors des périodes interglaciaires pré-rissiennes, c'est-à-dire sous un climat de type subtropical.

Il faut donc admettre pour ce dépôt un âge quaternaire ancien, qui peut apporter pour l'interprétation de l'évolution morphologique de la Galice littorale et pré-littorale un élément de datation fort utile. Sa liaison avec un renversement du drainage, en particulier, peut aider à en entrevoir tout l'intérêt.

Bibliographie.

- BIROT P. et SOLE SABARIS L. (1954). — Recherches morphologiques dans le NW de la péninsule ibérique. *Mém. et Doc. Centre Doc. cartogr. et géogr.*, t. IV. Paris, C. N. R. S.
- LIGUS (Lab. Inst. Géogr. Univ. Strasbourg) (1958). — Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Rev. Géomorph. dyn.*, 9^e ann., p. 43-56.
- MALLADA L. (1911). — Explicacion del Mapa geológicos de España, t. VII : Sistemas plioceno, diluvial y aluvial, p. 144-145. *Mem. Inst. geol. España* (vol. XXV) (seule publication espagnole sur cette formation).
- PARGA PONDAL D. I. (1954). — Geological sketch map of Coruna province. éch. : 1/400 000^e. In *Leidse geol. Med.*, p. 21 (1956).
- TRICART J. et SCHAEFFER R. (1950). — L'indice d'émoussé des galets. *Rev. Géomorph. dyn.*, 1^{re} an., p. 151-178.
- CARTES TOPOGRAPHIQUES. — Feuilles au 50 000^e : Betanzos (n° 45) ; Oza de Los Rios (n° 46). — Feuilles au 100 000^e : Betanzos (n° 16).
-

Étude des dépôts flandriens de l'anse Duguesclin, près de Cancale (Ille-et-Vilaine)

par Jacques BOURCART et Gilbert BOILLOT *.

Sommaire. — Grâce à de nombreux sondages dans un cordon littoral, les auteurs ont pu établir une stratigraphie précise du Flandrien près de Cancale (Ille-et-Vilaine) et reconstituer le processus de la transgression flandrienne dans cette région.

L'anse Duguesclin, ainsi que deux autres anses analogues (anse du Verger notamment), est située à l'W de la pointe du Grouin, qui ferme la baie du Mont-Saint-Michel, à quelques kilomètres de Cancale (fig. 1). Entre deux rives gneissiques, le fond de l'anse est barré par un important cordon de sable, derrière lequel se trouve un marais tourbeux.

L'Électricité de France, étant à la recherche de sable, a fait exécuter il y a quelques temps sur ce cordon une cinquantaine de sondages. Les carottes nous ont été communiquées à Saint-Servan, et nous avons pu les étudier par diverses méthodes. Les forages ont traversé une série flandrienne très détaillée, dont l'intérêt est très grand parce qu'elle permet d'interpréter la plupart des autres affleurements du même étage dans la région.

Tous les sondages n'ont pas donné la même succession de couches. Le plus complet a été le sondage 10.25 (fig. 2), dans lequel sables et vases se sont répétés trois fois en 14 m. Les deux premières couches de sable se ressemblent beaucoup. C'est un sédiment littoral, de la dimension des sables moyens à grossiers, avec quelques granules et de rares débris coquilliers. Les deux couches sont séparées par une vase de couleur beige clair, désignée par la lettre *a*.

En-dessous de ces sables supérieurs et de la vase *a*, se trouve une nouvelle couche de vase, de couleur bleue (vase *b*), puis un nouveau sable, fin et très homogène, d'aspect dunaire (sable inférieur). Le sondage s'est arrêté dans la vase *c*, très semblable à la vase *b*, mais qui passe dans sa partie inférieure à une tourbe de plus en plus riche en humus à mesure que l'on s'enfonce, avec parfois des galets et des débris ligneux.

a) *Étude des vases.* — Les trois vases *a*, *b* et *c*, sont formées d'un mélange de poudre abondante, de sablon et de quelques grains de sable.

Dans la fraction minérale non calcaire, les minéraux reconnaissables sont assez peu variés. Le quartz domine, très souvent en grains aigus, d'origine granitique, mais parfois arrondis. Les feldspaths sont des plagioclases et de l'orthose à des états variés d'altération. Les micas, biotite surtout, soit intacts, soit très altérés et verts, peuvent se désagréger complètement, donnant alors une boue argileuse. Les minéraux lourds sont plus rares : zircon, rutile et parfois grenat. Enfin, on observe des débris de silex, de l'oxyde de fer (vase *a*) et du sulfure de fer (vases *b* et *c*).

Cet ensemble minéralogique se retrouve à peu près dans tous les échantillons. Il provient des arènes gneissiques de la baie et du limon.

La fraction d'origine biogène, calcaire ou siliceuse, ainsi que la mesure du calcaire total dans les échantillons, permet de distinguer ces différentes vases.

— Une première sorte est peu calcaire (de 0 à 5 % de CO_3Ca). On observe en frottis quelques spicules d'Éponges siliceux, monaxones, et quelques Diatomées. Il s'agit alors typiquement d'une vase de marais, à l'abri des influences marines (exemple : vase *a*, sondages n^{os} 114, 17, 514, 510, 13, 14 ; vase *b*, sondages n^{os} 214, 310, 414, 614, 825, 814 ; vase *c*, sondages n^{os} 37, 44, 47).

— A l'opposé, une autre sorte de vase, beaucoup plus calcaire (15 à 22 %) contient, en plus des restes précédents, des débris d'organismes marins : Foraminifères, parfois vides, sans doute

* Note présentée à la séance du 15 février 1960.

récents, ou remplis de glauconie et de calcaire, probablement remaniés de la craie ; des spicules d'Éponges siliceux triaxones ou calcaires ; des Radiolaires, des spicules d'Holothuries, des valves d'Ostracodes, des piquants d'Échinides et de nombreux débris de coquilles. Le calcaire, outre ces débris organogènes, peut se

rencontrer sous la forme d'une poudre très fine ou de débris de craie, accompagnés de glauconie et de coccolithes. La craie, inconnue sur le continent, a une origine marine. Enfin, certains agrégats de poudre et de sablon sont probablement des coprolithes.

Il existe ainsi deux sortes de vases. Certaines

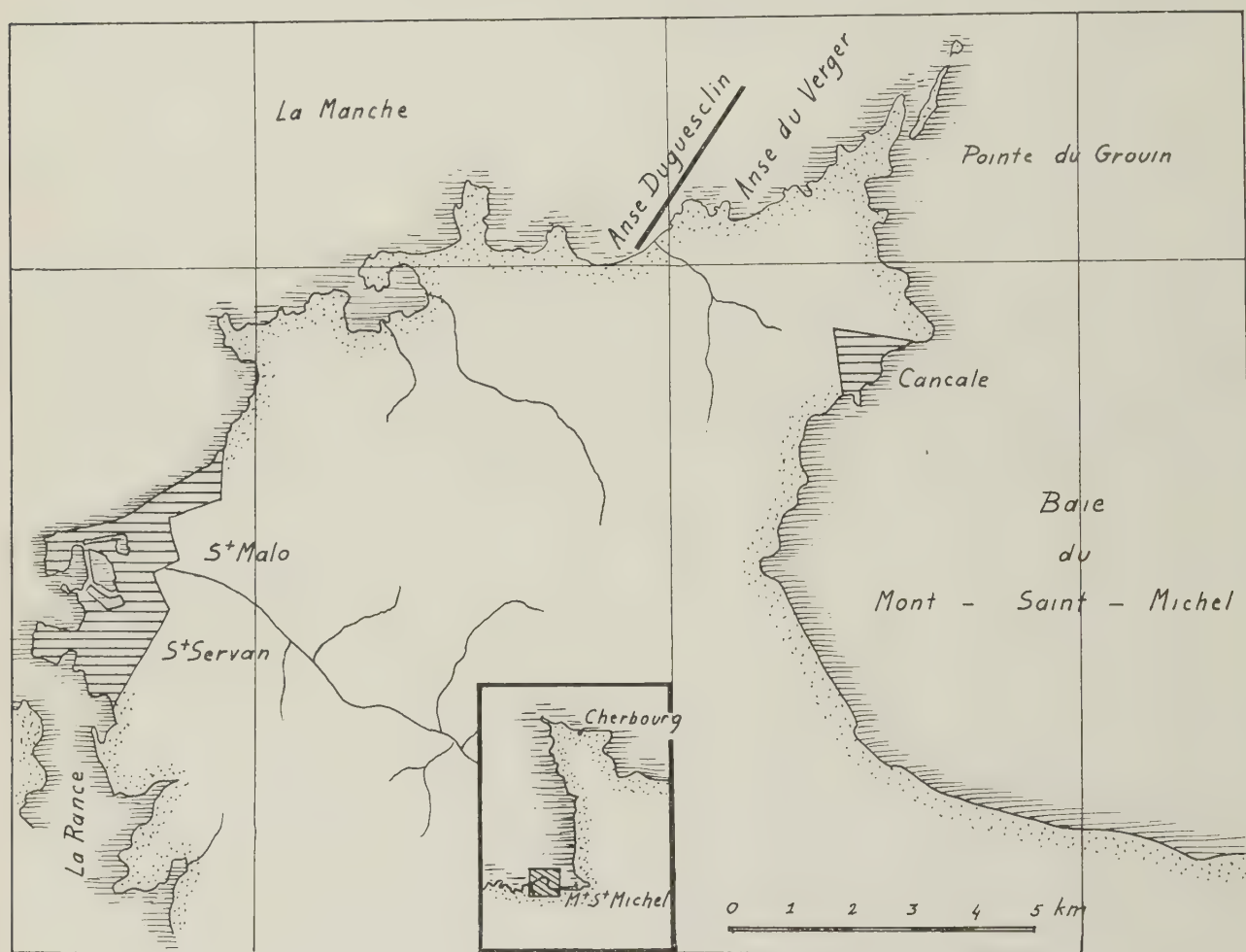


FIG. 1. — Situation de l'anse Duguesclin.

sont strictement continentales. D'autres ont reçu quelques apports marins, qui se manifestent par une certaine teneur en calcaire. Mais entre ces deux extrêmes se trouvent tous les intermédiaires, de sorte qu'il est possible d'établir un gradient des influences marines dans les anciens marécages.

La vase *a*, jaune et oxydée, est généralement très peu calcaire, sauf au sondage 1025 (12 %

de CO_3Ca), point proche du littoral actuel et probablement de l'ancien, comme nous le verrons plus loin. Cette vase est le produit du lessivage des limons jaunes en milieu oxydant.

Les vases *b* et *c* sont d'autant plus marines que l'on se déplace de la terre vers le large d'une part et d'Ouest en Est d'autre part. Les marécages *b* et *c*, protégés par un cordon, devaient être envahis par les eaux marines à

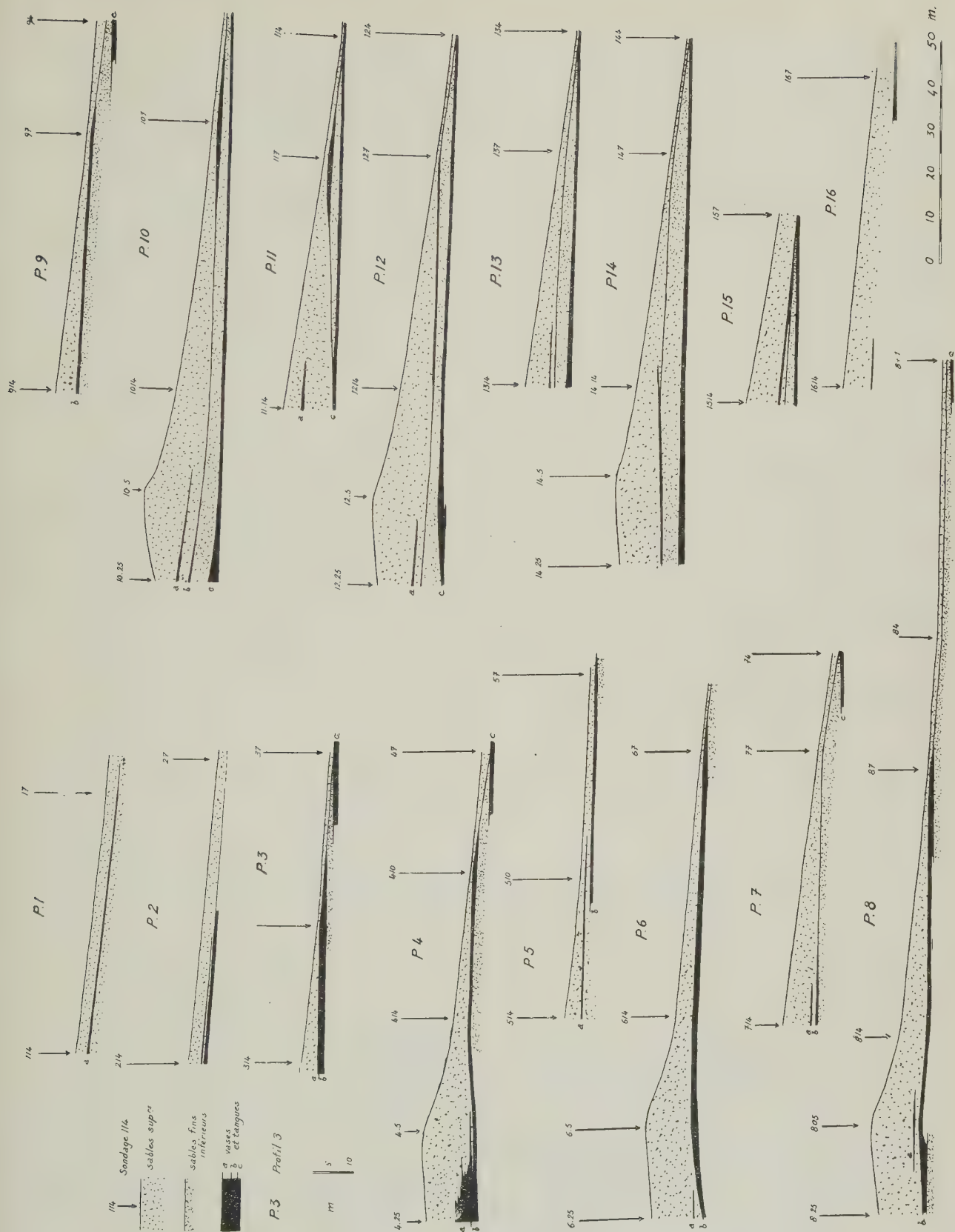


Fig. 2. — Coupes sérieées dans le dépôt flandrien de l'anse Duguesclin. Ces coupes sont numérotées d'Ouest en Est (voir fig. 3).

l'E de l'anse. Le milieu était réducteur, produisant du sulfure de fer responsable de la teinte bleue des vases.

Des études palynologiques ont été faites par J. Sauvage sur la vase *c* et la tourbe sous-jacente (sondage 8 + 1).

Elles ont révélé que la tourbe contient de très abondantes spores de Polypodiacées, mais assez peu de pollen, toujours assez mal conservé, et produit surtout par des Conifères. Par ordre d'importance, on peut cependant y recon-

naître : des pollens de Conifères ailés (*Pinus* type *haploxyton*), des pollens de Conifères sans ballonnets (Taxodiées), de Chénopodiacées, de Symplocacées, et quelques pollens de *Quercus*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Myrica*, *Fraxinus* et de Composées.

La vase *c*, au contraire, contient très peu de spores de Polypodiacées, mais les grains de pollen de Chêne sont plus abondants que ceux de Conifères (*Pinus* type *haploxyton* et type *sylvestris*). En même temps, on trouve des pollens de Ché-

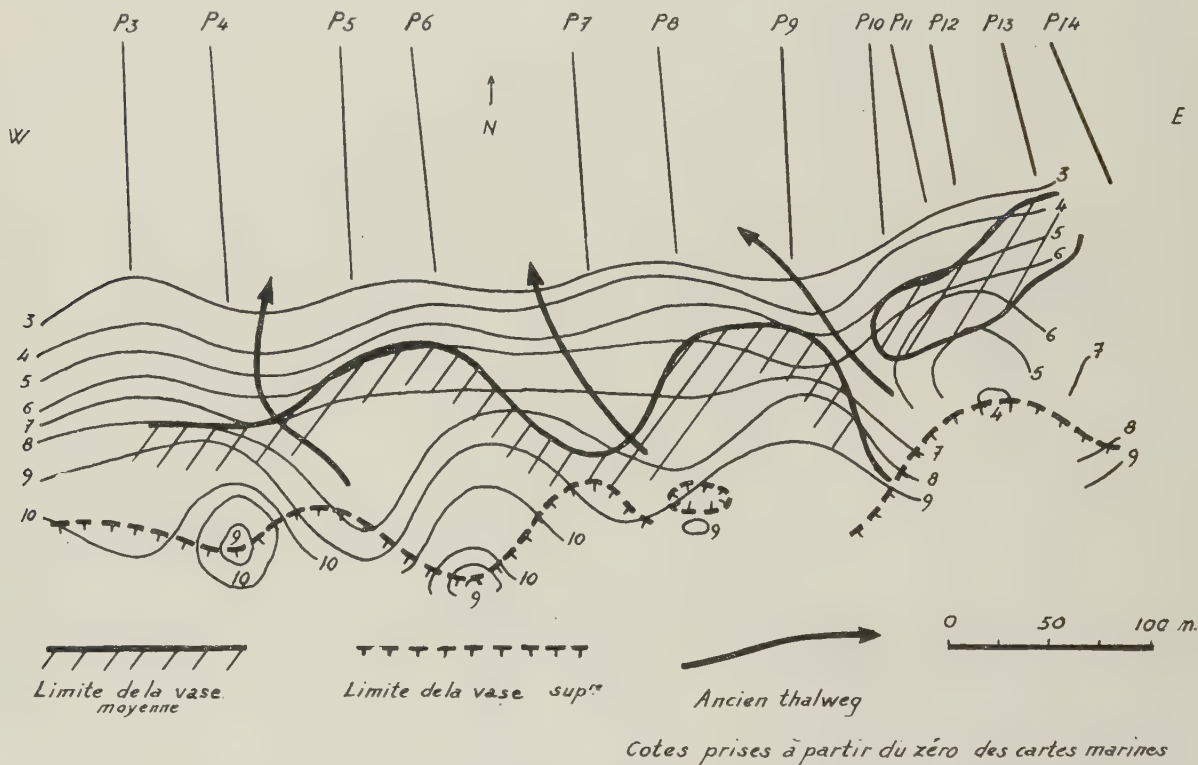


FIG. 3. — Surface de base des sables supérieurs, représentée par des courbes de niveau de mètres en mètres, et limite des vases (a et b). Les directions des profils de sondages sont indiquées.

nopodiacées, abondants, de Symplocacées, plus rares, et d'autres grains qui sont les mêmes que dans la tourbe plus ancienne.

La flore de Conifères peut être rapportée à la fin du « Flandrien supérieur »; la flore de Chênes au début du Flandrien moyen (J. Sauvage). Mais ces conclusions, de l'avis même de leur auteur, sont appuyées sur trop peu de résultats pour être tout à fait sûres. Aussi avons-nous demandé à P. E. Cloud, du Service géologique du National Museum of Washington, une analyse du taux de radiocarbone dans la tourbe, pour en déterminer l'âge absolu. Cet âge

est de 7 580 ans $\pm$ 250 ans. D'après R. A. Fairbridge, cette date correspond exactement au passage du Flandrien inférieur (zone de pollen « boréale ») au Flandrien moyen (zone de pollen « atlantique »)¹. Les résultats de J. Sauvage se trouvent donc pleinement confirmés.

b) *Étude des sables*. — Alors que les couches de vase sont sensiblement horizontales, l'estran de la plage actuelle et la mince couche de

1. FAIRBRIDGE R. W. (1958) : Dating the latest movements of the Quaternary sea level. *Trans. New York Ac. Sc.*, II, vol. 20, n° 6, p. 471-482.

sable récent qui provient de l'ancien dépôt remanié sont inclinés de plusieurs degrés. La vase *b* et le sable inférieur sont ainsi recoupés obliquement et se terminent en biseau. Il y a donc eu érosion de l'ancien dépôt flandrien (voir fig. 2, profil 3).

Cette érosion est postérieure à la vase *b*, qui est attaquée mais antérieure, au moins en partie, au dépôt des sables supérieurs. Ceux-ci reposent avec une légère discordance tantôt sur la vase *b*, tantôt sur le sable dunaire, et leur surface de base représente l'ancienne topographie de l'anse Duguesclin après érosion (fig. 3). On reconnaît notamment 3 thalwegs, au fond desquels la vase *b* se trouve plus profondément entamée.

Ces thalwegs semblent avoir longtemps existé à la même place : avant le dépôt des sables supérieurs, puisqu'ils sont en partie enfouis dessous, au niveau des profils 11 et 14, mais pendant ce dépôt également, au moment de la formation de la vase *a* qui marque l'emplacement d'un ancien marécage. Ce dernier s'avancait au niveau des thalwegs, par où il s'écoulait probablement. Actuellement, cette partie de l'ancienne topographie, située en dessous de la cote + 8, est très peu enfouie, sujette à l'érosion. Au-dessus de 8 m, au contraire, l'érosion a rapidement cessé, au moment où se déposait le cordon de sable. La surface de base est moins inclinée vers le large, parfois même inclinée vers la terre avec des creux, ce qui a certainement facilité l'accumulation du nouveau dépôt.

Les dépôts sableux, différenciés au point de vue pétrographique, s'opposent donc également par leurs gisements. Ils ne sont pas strictement concordants.

Des cordons littoraux, plus ou moins transformés en dunes littorales, existent ailleurs que dans l'anse Duguesclin. Ils jalonnent toutes les côtes normandes et bretonnes et datent du Néolithique². Par continuité, on peut dater du même âge tous les sables supérieurs et la vase *a*.

CONCLUSIONS. — La morphologie actuelle de l'anse Duguesclin est une image fidèle de

sa morphologie flandrienne : un cordon littoral barrant un marécage avec, çà et là, des brèches qui laissent parfois passer l'eau de mer aux fortes marées. Mais au fur et à mesure de la transgression, qu'elle soit due à l'élévation du niveau de l'eau ou à l'affaissement tectonique du golfe normano-breton, ou encore aux deux phénomènes jouant simultanément, ce cordon a reculé. Non pas d'une façon continue : pendant un certain temps, il demeurait un rempart efficace contre la mer, il se déposait alors de la vase du côté continental ; puis, la rupture se produisait subitement, comme cela s'est encore vu dans la baie du Mont-Saint-Michel, selon la légende, au ^{ve} siècle ; le sable du cordon s'étalait sur la vase ; en avant, vers le large, les formations plus anciennes étaient érodées, et un nouveau cordon se formait, avec un nouveau marais.

Ce phénomène s'est produit au moins trois fois depuis la tourbe du Flandrien inférieur, et chaque fois l'étendue marécageuse a reculé vers le continent, tandis que l'eau montait. L'intérêt de ces conclusions dépasse la description de l'anse Duguesclin. Partout, en Normandie et en Bretagne, on trouve des cordons littoraux qui barrent des marécages. Mais en aucun lieu, d'aussi nombreux sondages n'ont permis une étude minutieuse.

Au Flandrien supérieur, le milieu était encore continental (tourbe). Mais il est intéressant de noter que dans la vase *c*, qui date du début du Flandrien moyen, déjà des influences marines se font sentir. Or, nous ne sommes qu'à 1,50-2 m en dessous des *plus basses mers*, c'est-à-dire à environ 7 m en dessous du 0 N. G. F. En cet endroit, après la grande régression médio-quaternaire, la mer a déjà atteint à cette époque un niveau voisin du niveau actuel. Le seul événement géologique important qui se produise dans la suite est la mise en place des dunes néolithiques, après une phase d'érosion marine qui a remanié l'ancien cordon du Flandrien moyen.

2. BOURCART J. (1948) : Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère). *B. S. G. F.*, (5), XVIII, p. 181-197.

Les péridotites de Conakry et du Kaloum (république de Guinée) et leur serpentinisation

par Pierre LEGOUX*.

PLANCHES II et III.

Sommaire. — Le substratum de la presqu'île du Kaloum est constitué de péridotites (dunites et accessoirement dunites wehrlitiques). Ces roches ultrabasiques présentent des degrés variables de serpentinisation, où l'on peut distinguer : un réseau intergranulaire d'antigorite fibreuse I, un réseau maillé intragranulaire d'antigorite fibreuse I bis, une antigorite lamellaire II, enfin une serpentine cryptocristalline III (serpophite). En outre, la roche est traversée de filonnets de serpentine pouvant se distinguer en serpentine contemporaine et serpentine tardive.

Cette étude¹ donne une énumération des différents types de minéraux des serpentines qu'il a été possible de distinguer avec l'aide du seul microscope polarisant.

On peut signaler la découverte d'un dyke de microaugitite dans un sondage près du stade de Donka, roche présentant des affinités avec les syénites néphéliniques de Los.

La presqu'île du Kaloum, et la ville de Conakry construite sur l'île de Tumbo, maintenant rattachée artificiellement à la terre ferme, sont formées en surface d'une latérite ferrugineuse qui est exploitée comme minerai de fer. On sait depuis longtemps que cette latérite dérive, par altération latéritique, d'une « roche mère » péridotitique. La presqu'île a la forme d'un doigt de 35 km de long sur 4 à 5 km de large (sauf à son extrémité où elle se réduit à 2 km), émergeant vers le Sud-Ouest d'une plaine basse précambrienne; elle est d'abord entourée de mangroves, puis se développe en pleine mer. Elle se prolonge vers la terre par le massif montagneux du mont Kakoulima (altitude 1 007 m), de nature plutonique basique et ultrabasique, qui est encasté dans la cuesta des grès ordoviciens, premiers contre-forts du Fouta-Djallon.

La distance de l'extrémité de l'île de Tumbo au sommet du Kakoulima est de 42 km et l'intrusion basique se prolonge encore de 14 km vers l'intérieur.

Les feuilles Conakry-Est et Conakry-Ouest [Delaire et Renaud, 1955] donnent une représentation schématique de cet ensemble. On peut juger par ces dimensions de l'importance de ce massif ultrabasique.

La présente étude porte principalement sur

les roches ultrabasiques de la presqu'île, avec référence aux roches correspondantes de la base du mont Kakoulima. J. Barrère [1959] a montré que le massif du Kakoulima est constitué d'une masse lopolithique différenciée passant, de bas en haut, de dunites à des wehrlites, puis à des troctolites, des gabbros, ces derniers formant la masse principale de la montagne. Une continuité existe entre les péridotites de la base du Kakoulima et les péridotites de la presqu'île du Kaloum.

La mise en place de cette intrusion, à une date postérieure aux grès ordoviciens, avait déjà été indiquée [Legoux, 1937; Delaire et Renaud, 1955], mais c'est J. Barrère qui a, le premier, procédé à une étude détaillée des contacts, de la structure interne et de la pétrographie du massif du Kakoulima et démontré définitivement son caractère intrusif.

On ne connaît que très peu d'affleurements de la péridotite, mais les travaux de prospection

* Note présentée à la séance du 7 mars 1960.

1. Notre reconnaissance va à l'Inspection générale des Mines et de la Géologie de l'ancien ministère de la France d'Outre-Mer qui nous a fourni les moyens matériels pour la conduite de l'étude microscopique et notamment à M. Picot, minéralogiste du Centre géologique de la France d'Outre-Mer (Chatenay-Malabry) qui nous a aidé de ses conseils et a réalisé les photographies illustrant ce travail.

par sondages de la Compagnie minière de Conakry ont permis de l'atteindre en de nombreux points sous l'épaisse carapace latéritique qui couvre la presqu'île du Kaloum. En outre, certaines carottes de sondage provenant des travaux du Service de l'hydraulique de la république de Guinée, nous ont été aimablement communiqués par la Compagnie africaine de services publics. L'étude de ces matériaux complète l'étude pétrographique de J. Barrère sur le Kakoulima et confirme l'unité de l'ensemble ultrabasique.

Le fait que le Kakoulima soit intrusif dans les grès permet donc de conclure que les péridotites du Kaloum sont elles-mêmes intrusives dans le socle précambrien, bien que le contact n'ait jamais pu être observé. Les relations possibles de ces roches ultrabasiques avec les syénites néphéliniques des îles de Los, qui se trouvent à quelques kilomètres au large de Conakry, dans l'axe de la presqu'île du Kaloum, ont été discutées par G. Millot et

R. Dars [1959]. On doit signaler qu'un sondage voisin du stade de Donka a recoupé un dyke de microaugitite qui pourrait être apparenté à la série néphélinique.

La concordance remarquable entre la direction NE du massif basique Conakry-Kaloum-Kakoulima, et l'une des deux directions de failles majeures du Fouta-Djallon (NE et NW), si apparentes sur les cartes topographiques au 200 000^e et au 50 000^e de l'Institut géographique national français, et, à une plus grande échelle, sur les photographies verticales d'avion, permet de penser que ce massif constitue un important dyke ayant emprunté l'une de ces failles, et peut être, comme le suppose J. Barrère, épanoui en laccolite à sa partie supérieure.

Les descriptions antérieures publiées de roches basiques ou ultrabasiques provenant de la région sont le fait de A. Lacroix [1905 et 1911], Borchert *in* Scheibe [1954], G. Millot et M. Bonifas [1955], M. Bonifas [1959] et J. Barrère [1959].

Les péridotites du Kaloum.

Comme l'a déjà noté J. Barrère, les péridotites qui constituent l'ossature de la presqu'île du Kaloum sont remarquablement homogènes et formées d'une *dunite* passant localement à des formes wehrilitiques et présentant des degrés extrêmement variables de serpentinitisation, ce qui conduit à des formes pétrographiques présentant une variation continue.

Les seules roches aberrantes rencontrées sont :

— des serpentinites massives à spinelles appartenant à la masse ultrabasique ;

— des roches filoniennes provenant vraisemblablement de dykes (dolérite, microaugitite et une roche altérée basique indéterminable).

DUNITES (Pl. II, fig. 1 à 5 ; III, fig. 1, et 4 à 7). — Les dunites du Kaloum correspondent très exactement à la définition de cette roche monominérale.

a) Leur matériau constitutif est un *péridot* qui a été décrit par M^{me} Bonifas [Millot et Bonifas, 1955 ; Bonifas, 1959] comme une chrysolite avec 23 % SiO_4Fe_2 et 77 % SiO_4Mg_2 . J. Barrère [1959] indique des angles 2 V des axes de 88° et 92°. Sur nos échantillons, des mesures ont donné de 84 à 88°. Ces chiffres recoupent l'analyse de M^{me} Bonifas.

Mais ce péridot n'est jamais intact. Dans

tous les échantillons étudiés, même les plus frais, il est parcouru d'un réseau de rubans d'antigorite qui lui confère la structure dite « maillée » (meshstructure en anglais, Maschenstruktur en allemand).

Ce réseau suit les contacts des grains de péridot (réseau intergranulaire), pénètre ces grains de péridot, les divisant en îlots qui conservent une teinte commune de polarisation et une extinction simultanée² (réseau intra-granulaire).

Ce réseau constitue le maillage qui est conservé au cours des altérations ultérieures (serpentinitisation, ferruginisation, silicification ou carbonatation). La conservation de cette structure dans les latérites tendres est la ligne directrice de la note Millot et Bonifas de 1955.

La serpentinitisation s'arrête rarement là et presque tous les échantillons étudiés comportent des phases ultérieures de serpentinitisation sur lesquelles nous reviendrons.

Le péridot est généralement limpide et montre le clivage g_1 (010) le long duquel il

2. En fait, l'extinction n'est pas toujours exactement simultanée, mais présente dans certains grains des différences de quelques degrés sur lesquelles nous reviendrons ; il ne peut cependant jamais y avoir de doute sur l'appartenance à un même grain.

présente une extinction droite négative; fréquemment en outre, des cassures rectangulaires suivant p (001) sont fortement serpentinisées et alors la terminaison du cristal, dans la fissure serpentinisée, se fait suivant une forme en dents de scie très caractéristiques (*vide infra*).

A une exception près (wehrlite de carrière 2), le péridot n'est pas maclé.

Nous avons cependant reconnu deux sortes d'inclusions :

— des inclusions de couleur rose saumon en grains fréquemment alignés, pouvant atteindre

une dizaine de μ , mais souvent beaucoup plus petits. Certains de ces grains présentent une forme extérieure hexagonale avec un allongement parallèle à g_1 . L'indice est inférieur au péridot; l'inclusion s'éteint en même temps que le péridot et la couleur de polarisation est plus basse. Bien qu'aucun libelle ne soit visible, il s'agit probablement d'inclusions liquides. Au voisinage des bandes serpentinisées, ces inclusions deviennent brunes et leur alignement semble prolongé dans l'antigorite par des inclusions opaques brunes. Dans un échan-

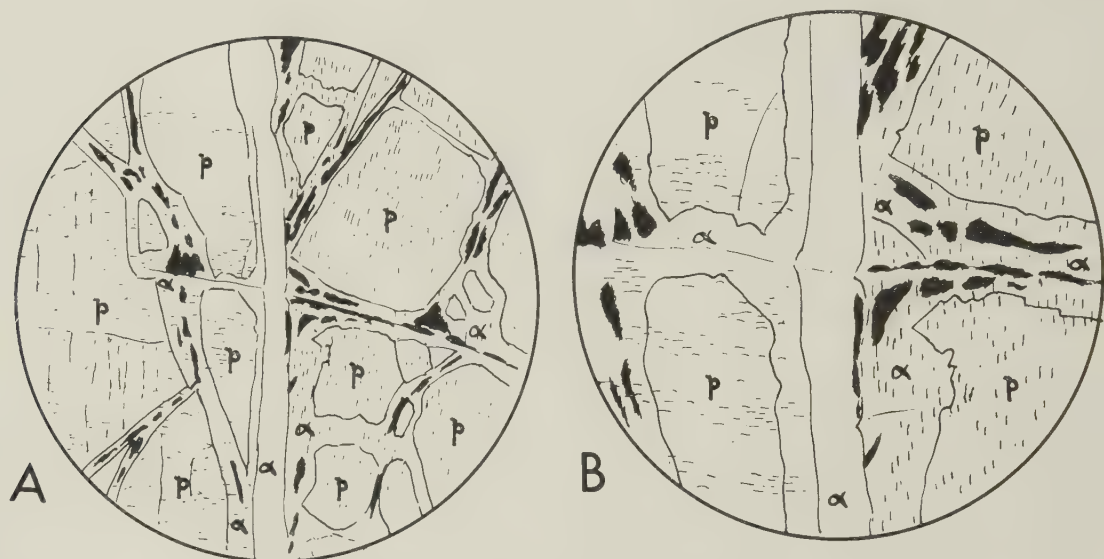


FIG. 1. — Péridots à inclusions aciculaires; éch. Dun. 1; lum. nat.

On remarquera le ruban d'antigorite I sans aiguilles et la continuité des inclusions dans le péridot et dans les antigorites I bis et II.

A : $\times 100$. — B : $\times 250$. — p : péridot ; α : antigorite; noir; magnétite.

tillon de dunite wehrlitique, provenant de la base du mont Kakoulima (Kak. 1), ces alignements sont si nombreux qu'il est possible d'étudier la répartition statistique de leur orientation. L'impression de disposition subparallèle est confirmée par le fait qu'ils se trouvent tous dans un secteur de 50° , quelle que soit l'orientation cristallographique des cristaux qui les contiennent.

— dans quatre échantillons (Dun. 1, 61 CF, 61 CG, Kak. 1) les péridots contiennent de fines aiguilles opaques pouvant atteindre 10μ de longueur, pour une fraction de μ d'épaisseur, mais généralement plus courtes. Ces aiguilles sont dans l'ensemble orientées perpendiculairement au clivage g_1 , et disposées en traînées; elles sont respectées par la serpentinisation et

cette remarque nous fournira la base d'un raisonnement sur cette dernière. En section polie, ces aiguilles se montrent anisotropes, mais sont trop petites pour être déterminées; on peut formuler l'hypothèse qu'il s'agirait d'ilménite (Pl. III, fig. 8, 9 et texte-fig. 1 A et B).

b) Le second constituant primaire des dunites, presque constant, mais très fortement subordonné, est un *spinelle* idiomorphe que l'on trouve toujours dans les interstices des grains de péridot, souvent aux points triples, jamais en inclusion pœcilitique. C'est probablement une picotite ou une chromopicotite.

c) Le troisième constituant des dunites est la serpentine sous la forme des différents types d'*antigorite* que nous décrirons. Nous verrons alors qu'il est possible qu'une partie de cette

antigorite soit d'origine primaire. Les antigorites sont toujours accompagnées de *magnétite réactionnelle* (*vide infra*) disposée en lisérés continus et en amas plus ou moins irréguliers.

d) La structure des dunites est remarquable et facile à observer, même dans les échantillons serpentinisés en raison de la conservation du réseau intergranulaire. A première vue elle est équi-granulaire avec surimposition de la structure maillée déjà signalée (réseau intra-granulaire). Les grains de péridot ont des dimensions de l'ordre de grandeur du millimètre, pouvant atteindre 2 et exceptionnellement 3 mm et sont toujours divisés en îlots de quelques dixièmes de millimètres.

Cependant, on doit souligner le fait que le réseau intergranulaire présente souvent des formes rectilignes et que certains cristaux de péridot, et surtout les plus gros, paraissent idiomorphes (Pl. II, fig. 1). La largeur des rubans d'antigorite intergranulaires est très faible (inférieure à 0,05 mm). Cette structure a été décrite dans les roches ultrabasiques des Hébrides [Bowen, 1928, p. 153] ; cet auteur y voit la marque d'une accumulation par classement des cristaux déjà formés, et cette explication pourrait s'appliquer en partie à la série du Kakoulima, comme J. Barrère l'a déjà supposé.

La structure des dunites offre une autre particularité. Le réseau intra-granulaire présente, très souvent, une orientation privilégiée et quelquefois une orientation subordonnée perpendiculaire à la précédente (Pl. II, fig. 3). Il emprunte quelquefois les clivages des péridots (le plus souvent *p*), surtout quand ceux-ci sont conformes à sa direction générale. Cette orientation moyenne d'ensemble peut montrer tous les degrés d'intensité jusqu'à une disposition strictement parallèle dans les cas extrêmes (Pl. II, fig. 4).

Une très forte proportion des échantillons étudiés au microscope montre cette orientation, qui est souvent apparente à l'œil nu sur les carottes de sondage. Cette linéation de la roche basique et cette orientation structurale sont à l'origine du litage visible dans les latérites tendres (couche C), litage qui est même quelquefois conservé dans la cuirasse indurée [Legoux et Percival, 1959] ; alors qu'il n'est pas possible de relever des orientations sur les carottes, on a là un moyen de faire peut-être apparaître une structure d'ensemble de la presque île. L'examen de ces pendages dans la latérite, là où ils peuvent être observés, montre qu'ils sont en général modérés (inférieurs à

45°), mais on a relevé des passées redressées probablement parallèles à l'allongement de la presque île.

Des comptages statistiques sur les angles d'extinction des péridots (très voisins sinon confondus avec g_1 quand ce clivage est apparent) n'ont pas fait apparaître d'orientation privilégiée des grains de péridot. Pour que le test fût parfaitement significatif, il aurait été nécessaire de mesurer sur un grand nombre de grains les positions des axes, mais l'essai n'a pas été fait en raison du travail qu'il représentait et de l'échec des comptages effectués sur les extinctions. Rappelons cependant l'orientation privilégiée des lignes d'inclusions liquides dans l'échantillon Kak. 1.

Le réseau intra-granulaire (structure maillée) semble donc surimposé à la structure originelle, reconnaissable dans presque tous les échantillons du fait de la conservation du réseau intergranulaire. Son origine pose un problème difficile, mais fondamental pour l'intelligence du phénomène de serpentinisation.

Ce réseau semble être un fait constant, ou au moins très fréquent, dans les péridotites. On trouve des références à cette structure dans les descriptions de nombreux massifs de péridotites.

Par exemple, J. M. Cotel-neiva [1948] y fait allusion, sans le décrire en détail, dans son étude de la serpentinisation des péridotites du district de Bragança (Portugal). L. Duparc et Aug. Grosset [1916] décrivent, dans les dunites platinifères (magnésiennes) et les péridotites à diallage (wehrlites) de l'Oural, deux phases de serpentinisation dont la première correspond au maillage. A. Lacroix [1942], P. Routier [1953], S. Caillère, Fr. Kraut et P. Routhier [1956] l'ont reconnu dans les dunites et harzburgites (également magnésiennes) de Nouvelle-Calédonie, soulignant la concordance de ce réseau qui serait triorthogonal et peut-être en rapport avec le rubanement de la roche. Lacroix décrit la production, autour de chaque fragment de péridot, d'une pellicule d'antigorite comparable à un linge qui l'entourerait ; il précise que la formation de l'antigorite est postérieure à l'écrasement de la dunite. L. Dubertret [1953, pl. IX] figure des structures maillées typiques dans des harzburgites et wehrlites. Vl. Marmo [1958] discute longuement de ces structures dans les serpentinites de Sierra Leone centrale et elles ont été retrouvées dans les roches ultrabasiques de Sierra Leone orientale [Dunham, Phillips, Chalmers et Jones, 1958].

Même dans les formes de dunite les plus orientées, les différentes serpentines ne portent aucune trace de déformation.

Par contre les péridots portent des traces de pression et de légère déformation. La dunite de la base du mont Kakoulima montre certains cristaux avec une extinction « en échelon », ces cristaux s'éteignant par bandes parallèles, à contact à peu près rectiligne, avec des différences angulaires de quelques degrés au plus. Les dunites de la presqu'île du Kaloum sont toutes beaucoup trop craquelées pour que ce phénomène soit observable, mais il est extrêmement fréquent que les fragments d'un même grain, séparés par le réseau intragranulaire, s'éteignent avec quelques degrés de différence (extinction « en damier »), l'aspect général, le réseau intergranulaire et sa magnétite, et surtout la biréfringence égale, ne laissant aucun doute sur le rattachement de ces fragments à un même cristal originel.

Une autre remarque relative à ce réseau intragranulaire est sa tendance à emprunter le mauvais clivage p (001) du péridot de préférence au clivage g_1 (010), toujours visible dans les préparations microscopiques.

La généralité du phénomène, et surtout le fait qu'il s'observe dans des péridotites qui ne semblent pas avoir été soumises à des efforts tectoniques (telles que les harzburgites de Nouvelle-Calédonie), conduit à penser que son origine ne doit pas être cherchée dans des efforts extérieurs, mais plutôt dans des tensions internes. On peut imaginer que celles-ci proviennent de la charge qui pèse sur des cristaux probablement en partie largement préformés lorsqu'ils s'accumulent dans un magma encore visqueux ; on peut penser également aux tensions développées sur ces cristaux solides par la cristallisation du jus serpentineux interstitiel (réseau intergranulaire), le fait que les fibres de ce réseau n'ont pas subi de déformation montrant que les tensions sont antérieures à leur cristallisation (*vide infra*).

e) En dehors de la serpentinisation, sur laquelle nous nous étendrons plus longuement, les échantillons de dunite étudiés peuvent présenter trois *altérations secondaires* liées probablement à la proximité (quelques mètres) du contact avec la latérite.

— *Carbonatation* : nombreux sont les échantillons montrant des traces de carbonatation. Des analyses chimiques faites sur des dépôts de fissures montrent qu'il s'agit de magnésite passant quelquefois à de la dolomite. Ce carbonate se trouve dans la serpentine, soit en

mouchetures irrégulières, soit en bordure des restes de péridot, soit en substitution à la serphophte (*vide infra*) qui s'est substituée à ceux-ci, soit dans le réseau intergranulaire ; on le rencontre également en filonnets et en remplissage de fissure dans les zones d'écrasement.

— *Silicification* : la silice libérée par la latéritisation se retrouve dans la latérite sous forme de pseudo-filons calcédonieux, mais une partie se fixe également dans la partie supérieure des dunites sous forme de filonnets de quelques millimètres d'épaisseur (éch. Dun. 4 *bis*) et quelquefois en substitution métasomatique de calcédoine sur les grains de péridot et leurs serpentines ; dans ce cas le fer se rassemble en produits bruns dans les fissures du réseau inter- et intragranulaire, soulignant la structure originelle (éch. 55 MT).

— *Ferruginisation* : la ferruginisation est liée à l'altération latéritique. Elle a été décrite par M^{me} Bonifas et nous n'y reviendrons pas ici.

WEHRLITES (Pl. II, fig. 6). — Les péridotites du Kaloum contiennent quelquefois un peu de diallage qui leur donne ainsi une tendance wehrlitique. Sauf cas exceptionnels ce pyroxène reste largement subordonné et on peut parler de *dunites wehrlitiques*³.

Toutefois, nous avons rencontré trois wehrlites franches, deux très fraîches (éch. de carrière 2 et 111 KA), l'autre complètement serpentinisée (Barraud 13).

Disons tout d'abord que toutes ces roches présentent les mêmes péridots et les mêmes phénomènes de serpentinisation que les dunites.

Le pyroxène, quand il est frais, montre un clivage dans lequel la schillerisation se développe ; il est très peu craquelé, nous décrirons sa serpentinisation en même temps que la serpentinisation des péridots ; notons cependant dès à présent qu'il reste, même lorsqu'il est complètement transformé, facilement reconnaissable à deux critères : des inclusions opaques soulignant le clivage et sa transformation en une antigorite à fibres parallèles, également conformes au clivage, et à allongement positif ; en teinte sensible il est possible de donner à toutes ces fibres une couleur commune tranchant sur les antigorites variées des péridots (*vide infra*) et de faire apparaître ainsi les struc-

3. La présence de pyroxène dans une carotte provenant de la carrière 2 de la Compagnie minière de Conakry nous a été signalée par les D^r E. Seeliger et E. Theurkauf. Nous avons alors recherché macroscopiquement et microscopiquement ce minéral dans les échantillons de roche basique disponibles.

tures. C'est dans ces conditions que le croquis de la figure 2 a été pris à la chambre claire. L'existence de lambeaux ou de fibres de pyroxène, dans certaines de ces serpentines, rend la détermination non douteuse.

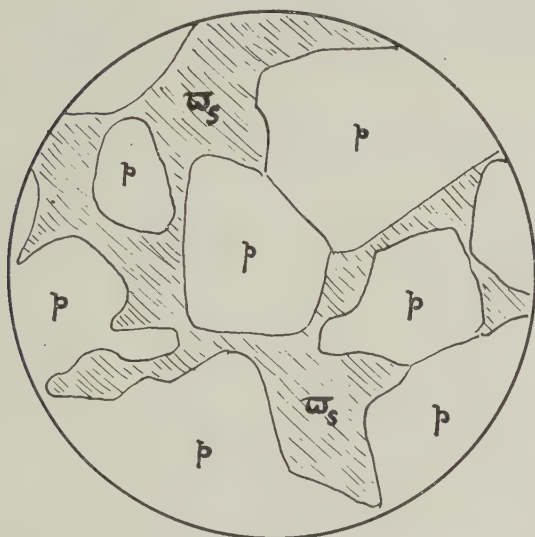


FIG. 2. — Dunite wehrlitique; Barraud 13; teinte sensible;
× 45.

p : péridot ; ω_s : pyroxène complètement serpentinisé.

Les angles d'extinction de ces pyroxènes, par rapport au clivage, varient de 35° à 45° , ce qui en fait un diallage. L'angle des axes est de $+48^\circ$.

La structure de ces roches wehrlitiques fait toujours apparaître le pyroxène en position interstitielle; il est postérieur aux péridots.

Lorsque le pyroxène est assez développé, il conserve souvent son orientation sur de grandes surfaces englobant pécilitiquement les spinelles et les péridots qui prennent alors des formes arrondies et même corrodées (Pl. II, fig. 6).

Ces structures sont tout à fait comparables à celles des wehrlites de Kakoulima décrites par A. Lacroix et J. Barrère à la différence près que celles-ci sont généralement moins serpentinisées. On a là des diallages atteignant plusieurs centimètres et englobant les péridots.

ROCHES ABERRANTES — *Serpentinite* (Pl. II, fig. 7). Une roche particulière, entièrement différente des précédentes, présente un intérêt spécial. Elle est constituée d'un feutrage confus d'aiguilles d'antigorite à allongement positif ne laissant apparaître aucune trace d'un réseau équi granulaire du type dunite, ni du maillage

si caractéristique des péridotites, dont nous savons qu'il est conservé au cours des altérations diverses que celles-ci peuvent subir. Cette roche est une *serpentinite* et l'absence de structure maillée conduit à penser qu'elle ne dérive pas de l'altération d'une péridotite.

Dans le sondage 105 AA, cette roche a été rencontrée en passées de l'ordre du décimètre au milieu de la dunite entre 88,5 m et 89,4 m. Elle contient ici de nombreux spinelles très anguleux; autour de ceux-ci, la serpentine est plus claire et formée de fibres d'antigorite orientées perpendiculairement à leur surface; dans la masse quelques grains plus ou moins radiés semblent être de la calcédoine (Pl. II, fig. 7).

Dans le sondage 92 GA, la roche-mère est constituée d'une serpentinite formée du feutrage d'antigorite et située au-dessus d'une dunite complètement serpentinisée où le réseau originel est resté très apparent. La latérite C de ce sondage est principalement constituée de cette roche dure à spinelles dont nous avons indiqué déjà [Legoux et Percival, 1959] la liaison probable avec les passées serpentineuses de la roche ultrabasique.

La fréquence de ces bandes de goethite massive, avec ou sans spinelles, dans la latérite ferrugineuse, permet de penser que ces *septa* ou *schlieren* de serpentinite sont relativement fréquents dans la roche ultrabasique. Le fait que peu de sondages les aient rencontrés peut s'expliquer par le fait que les sondages de prospection minière ne pénètrent que peu dans la roche ultrabasique.

Dolérite. Le sondage 96 AA a rencontré, sous la latérite tendre, au lieu de la dunite habituelle, une dolérite fraîche dont on peut penser qu'elle constitue un dyke dans la péridotite.

Augite. Le sondage S 27 de l'Hydraulique (près du stade de Donka) a rencontré, dans la même position, une microaugite très altérée. Une partie est constituée de phénocristaux d'augite, complètement serpentinisés et de micas chloritisés, les uns et les autres avec des formes idiomorphes caractéristiques et pouvant atteindre le centimètre, dans une pâte amorphe peu abondante; une autre partie, d'une pâte microgrenue contenant des augites déterminables et du mica. L'intérêt de ce dyke est la parenté des augites avec les roches néphéliniques, même lorsqu'elles ne contiennent pas de feldspathoïdes [Johannsen, 1938]. C'est là la seule roche rencontrée dans la presqu'île qui présente une affinité avec les syénites néphéliniques de Los.

Dyke indéterminable. Le sondage 116 AA a recoupé, entre 68 et 75 m, encaissées entre des latérites tendres (couche C ou latérite pain d'épices) des argiles rouges pauvres en fer (alors que la couche C est constituée de goethite) et une roche décomposée dans laquelle l'examen au microscope ne laisse apparaître que des paillettes de mica noir altéré. A 87,6 m le sondage

a rencontré la dunite serpentinisée habituelle. Il s'agit vraisemblablement d'un dyke qui s'est trouvé moins profondément touché par la latéritisation que la péridotite encaissante. L'intérêt de cette observation est de confirmer, s'il en était encore besoin, le fait, établi par Millot et Bonifas [1955] que la latérite tendre C résulte de la transformation *in situ* de la péridotite.

La serpentinisation des péridotites du Kaloum.

Lors de la description des dunites, nous avons signalé la structure maillée formée par les rubans d'antigorite appartenant, soit au réseau intergranulaire, soit au réseau intragranulaire.

En fait, l'examen microscopique détaillé permet de distinguer nettement plusieurs serpentines :

- le réseau intergranulaire contient une antigorite fibreuse que nous appellerons I ;

- le réseau intragranulaire, qui complète le maillage, sera appelé I *bis* (nous montrerons qu'il est distinct de la phase I) ;

- la serpentinisation à partir de l'extérieur des îlots de péridot isolés par le maillage I-I *bis* sera appelée II ; cette phase peut elle-même manifester plusieurs périodes ; elle se caractérise par une antigorite lamellaire différente de l'antigorite fibreuse I et I *bis* ;

- la serpentinisation des cœurs ou *nuclei* des péridots transforme ceux-ci en une serpentine cryptocristalline, à basse biréfringence ; c'est une serpophite qui peut elle-même présenter des aspects variés. Ce sera la phase III.

Chacune des serpentinisations successives s'est accompagnée de l'expulsion du fer vers l'extérieur et on le retrouve sous forme de lisérés de magnétite réactionnelle qui séparent les diverses serpentines les unes des autres.

SERPENTINE I. — La serpentine I est une antigorite fibreuse. Les rubans de serpentine du réseau intergranulaire sont formés de deux bandes de fibres transversales.

Entre les deux bandes on peut apercevoir, à fort grossissement, un mince interstice rosâtre, ou un liséré plus ou moins continu de magnétite. Ces fibres ont un allongement négatif et un faible pléochroïsme, jaune suivant l'allongement n_p et vert à angle droit n_g ; elles sont généralement limpides. Le ruban intergranulaire a une ouverture de l'ordre de 40μ dans des péridotites à grains de l'ordre du millimètre,

Cette serpentine I est très apparente dans les péridotites dont la serpentinisation n'est pas très poussée ; elle peut être oblitérée si celle-ci est très avancée. Dans les péridotites presque complètement serpentinisées, le réseau intergranulaire reste apparent sous forme du liséré, alors presque continu, de magnétite réactionnelle provenant non seulement du stade I mais, vraisemblablement renforcé par les stades ultérieurs (Pl. II, fig. 3 et 5). Telle est la raison pour laquelle la structure originelle de la péridotite reste apparente jusque dans les formes les plus altérées de celle-ci, et même dans la latérite tendre.

SERPENTINE I *bis*. — La serpentine I *bis* est une antigorite fibreuse très analogue à l'antigorite I et l'on pourrait, dans la plupart des préparations, penser qu'elle appartient à la même génération. Mais une distinction, qui a des conséquences théoriques importantes, peut être faite dans les dunites dont les péridots contiennent les fines aiguilles opaques d'ilménite (?) que nous avons signalées. En effet, ces aiguilles se retrouvent en place, ou à peine déplacées, dans les antigorites I *bis* et n'existent pas dans les antigorites I (Pl. II, fig. 8, 9 et texte-fig. 1 A et B). On peut en conclure que les antigorites I *bis* proviennent de la serpentinisation ultérieure de péridots préalablement cristallisés ; et penser qu'au contraire les antigorites intergranulaires I sont contemporaines de la cristallisation de la roche, bien que postérieures à la formation des péridots. Nous croyons donc pouvoir considérer ces antigorites I comme une serpentine primaire, ne provenant pas de l'altération des péridots. Bien qu'il ne s'agisse pas ici, à proprement parler, d'un magma ultramafique, mais d'une différenciation ultramafique d'un magma gabbroïque, cette observation nous paraît apporter un argument de poids à l'hypothèse formulée par H. H. Hess [1938] et par Vl. Marmo [1958] sur l'existence

d'un jus serpentineux originel pouvant cristalliser directement en antigorite. Nous nous séparons toutefois de ce dernier auteur en ce qui concerne les antigorites I *bis* qui, contenant les inclusions des péridots, dérivent certainement de ceux-ci.

Bien entendu les antigorites II contiennent également ces inclusions aciculaires lorsqu'elles existent dans le péridot.

SERPENTINE II. — La serpentine II est une antigorite lamellaire généralement orientée sur le péridot au détriment duquel elle s'est formée.

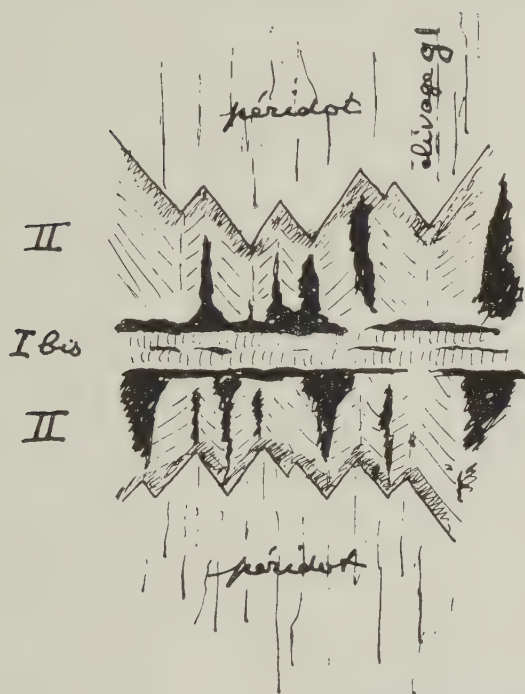


FIG. 3. — Détail d'une cassure *p* dans un péridot ; $\times 250$.

Développement des antigorites I *bis*, des antigorites II en « fer de lance » sur les « dents de scie » du péridot.

Son développement est particulièrement typique dans les cassures *p* du péridot ; on y voit en effet le péridot se terminer en « dents de scie » présentant, dans les sections perpendiculaires au clivage g_1 , un angle de 35° avec ce clivage (qui correspond alors à une extinction négative). Ces dents, ouvertes à 70° , se reproduisent de chaque côté de la cassure et, dans les esquilles de péridot comprises entre deux cassures voisines, de chaque côté de l'esquille. Les plus grandes peuvent atteindre un développement latéral de 35μ . Elles pourraient correspondre à une amorce de face a_1 (Pl. II, fig. 8, 9 ; III,

fig. 1, et 4 à 7). En face de ces dents, et correspondant souvent aux plus grandes d'entre elles, les lamelles d'antigorite, pouvant atteindre $50 \mu \times 30 \mu$, sont associées deux à deux en « fer de lance » avec une extinction positive à 50° ou 55° de la direction g_1 parallèle au plus grand côté du parallélogramme (fig. 3). Le pléochroïsme est souvent plus marqué que dans les antigorites I et il est orienté de la même manière (n_p jaune, n_g vert). L'ensemble des fers de lance d'une même cassure présente des extinctions parallèles de deux lamelles en deux lamelles (phénomène particulièrement apparent en teinte sensible). Il arrive fréquemment que les fibres à allongement positif qui constituent les lamelles ne soient pas exactement parallèles mais légèrement ouvertes en éventail donnant une extinction tournante ; le phénomène décrit ici n'en conserve pas moins sa netteté.

Au contact même des dents du péridot apparaît souvent un liséré de serpentine cryptocristalline qui n'a pas encore été organisée en fers de lance (Pl. III, fig. 6).

La magnétite réactionnelle se trouve soit en masses confuses au voisinage des fers de lance, soit surtout en liséré plus ou moins rectiligne entre les antigorites II et les antigorites I *bis*, encadrant ainsi, en les soulignant, les rubans de cette dernière.

Il arrive que l'on puisse distinguer (61 AF) deux générations successives d'antigorites II (Pl. III, fig. 4 et 5).

SERPENTINE III. — Les résidus de péridots, entourés de serpentine II peuvent eux-mêmes être transformés en serpophite, matériau serpentineux à très basse biréfringence, dont la cryptocristallinité peut quelquefois être résolue à fort grossissement. Il peut subsister des *nuclei* de péridot dans cette serpentine. Dans certains cas, cette serpentine III a conservé les formes extérieures et notamment les terminaisons en dents de scie des fragments de péridot dont elle provient.

Ces serpophites peuvent présenter en nicols croisés, et particulièrement en teinte sensible, les divers aspects suivants :

— un aspect résillé se résolvant en fines rosettes de fibres à allongement négatif ; nous parlerons alors de *serpophite sphéroïdale* ; il est fréquent que ces rosettes, dont la dimension est de l'ordre du μ ou au maximum de quelques μ , aient une disposition quadrillée (Pl. III, fig. 3). (Une serpentine sphéroïdale analogue, mais à rosettes pouvant atteindre 250μ est figurée par

Haapala [1936] dans une serpentine de Carélie);

— un aspect en vitrail (à éléments de l'ordre du μ);

— un aspect onduleux;

— quelquefois un aspect complètement isotrope.

En outre, dans les dunités très serpentinisées on peut rencontrer les minéraux secondaires suivants :

Fréquemment : une antigorite en fibres allongées, quelquefois groupées en bouquets, à allongement positif; on peut s'assurer que ce minéral n'est pas formé de fibres transversales peut-être indiscernables, en observant les extrémités, quelquefois échevelées, de ces fibres, ce qui permet de reconnaître leur structure longitudinale; il semble qu'il s'agisse là de la forme ultime de recristallisation de la serpentine.

Assez fréquemment : une chlorite d'un vert acide très pléochroïque dans les sections perpendiculaires à son clivage, en lamelles d'environ 0,1 mm, et aussi quelquefois en très petits cristaux (10 μ) ayant tendance à se disposer en gerbes ou en rosettes à l'intérieur de la serpophite;

— une biotite (ou chlorite) également très pléochroïque, brun foncé-brun clair; il existe des cristaux mixtes vert-brun.

Rarement : dans la serpophite des faisceaux de très fines aiguilles opaques indéterminables (96 KA);

— dans certaines roches très écrasées (100 KA) de minces filonnets de chrysotile à fibres transversales; ce chrysotile diffère des antigorites fibreuses I et I *bis* par son indice et une biréfringence plus élevées, et par un allongement positif.

SERPENTINISATION DES DIALLAGES. — Les diallages se transforment en une serpentine à fibres conformes au clivage h_1 et à allongement positif; cette structure, ainsi que les résidus de la schillérisation, permet de reconnaître les pyroxènes même lorsqu'ils ont été complètement serpentinisés.

COMPARAISON AVEC DES ROCHES SERPENTINISÉES D'ORIGINES DIVERSES. — Nous avons déjà signalé que la structure maillée si fréquente dans les péridotites correspond aux réseaux que nous avons appelés inter- et intra-granulaires; nous pouvons compléter cette indication en précisant que les descriptions classiques des rubans d'antigorite dessinant ces mailles permettent de les assimiler à nos antigo-

rites I et I *bis*. Dès 1893-95, A. Lacroix avait déjà décrit dans la « Minéralogie de la France » [t. 1, p. 426], la structure maillée des serpentes, avec les rubans d'antigorite enserrant des grains d'olivine, ou des antigorites d'orientation différente et une substance colloïde plus ferrugineuse que l'antigorite cristallisée. Dans les dunités de l'Oural, Duparc et Grosset [1916] font allusion à un minéral serpentineux d'aspect isotrope donnant en lumière convergente des croix floues uniaxes; c'est là l'une des formes de notre serpophite III. A. Lacroix [1942] signale dans les péridotites de Nouvelle-Calédonie, le développement de lamelles aplaties d'antigorite se substituant aux îlots de péridot à l'intérieur des mailles d'antigorite; nous croyons reconnaître nos antigorites II. Lacroix [1942] ainsi que Caillère, Kraut et Routhier [1956] décrivent enfin au cœur de ces îlots des serpentes isotropes qui sont assurément de la serpophite III. L. Dubertret [1953, pl. IX, fig. 3] figure une roche complètement serpentinisée où l'on peut probablement distinguer plusieurs des phases de serpentinisation ici décrites, y compris vraisemblablement la serpophite III. Les chrysotiles décrits par Vladi Marmo [1958] dans le réseau maillé des olivines de serpentinites du centre de Sierra Leone semblent bien être l'équivalent de nos antigorites fibreuses I *bis*.

FILONNETS DE SERPENTINE. — Un phénomène d'un intérêt particulier est visible dans l'échantillon 55 QT. A l'œil nu, on voit un filonnet de serpentine verte (1 mm) bordé de deux zones noires symétriques (2 mm) entourées elles-mêmes d'un cerne gris (5 mm) qui s'estompe dans la roche saine (dunite wehrilitique à gros grains non craquelés soulignés par le réseau habituel d'antigorite primaire). L'axe du filonnet est une serpentine à peu près sans éléments opaques, légèrement biréfringente, montrant une orientation générale suivant l'axe. Fréquemment cette structure est finement périodique, avec une période de 5 μ ; des bandes alternées subparallèles apparaissent, en teinte sensible, bleues et oranges suivant les plans de polarisation, ce qui conduit à penser qu'elles sont respectivement formées de fibres à 45° de leur orientation (Pl. III, fig. 2)⁴; localement se développent, également obliques, de longues fibres minces (2 à 3 μ d'épaisseur)

4. Une structure périodique, analogue, mais à période de 30 à 50 μ est figurée par Brindley et Knorring [1954] dans un échantillon des Shetlands.

à allongement positif. De chaque côté, dans la bande noire, on reconnaît le réseau équi-granulaire habituel de la dunite, souligné par les bandes d'antigorites et par le filet axial usuel de magnétite, mais les grains sont entièrement formés de serpentine homogène sans biréfringence. La bande grise montre la dunite sous sa forme habituelle, mais les grains de péridot sont envahis par des carbonates respectant les fissures d'antigorite. Les pyroxènes sont entièrement serpentinisés en fibres parallèles à allongement positif. Tout se passe comme si la serpentinitisation, venue par la fissure, ayant complètement métasomatosé les péridots à son contact (en respectant toutefois les antigorites primaires) avait refoulé vers l'extérieur les ions CO_2 , qui ont attaqué le péridot en place. L'échantillon S 7 présente des aspects analogues (filon, dunite serpothitisée, dunite serpentinisée en antigorite II très colorée puis dunite normale).

L'échantillon Dun. 6 montre un filonnet assez différent, de 2 mm environ d'épaisseur, constitué d'antigorite très finement fibreuse à extinction ondulée (fibres à allongement positif disposées statistiquement à angle droit de la fissure); les épontes du filonnet sont nettes et les péridots, sur 0,2 à 0,4 mm, complètement transformés en serpothite sphéroïdale (Pl. III, fig. 3); s'éloignant du filonnet, on passe progressivement, en quelques millimètres, à une dunite très serpentinisée (envahie par de l'antigorite à allongement positif, et par de la serpothite sphéroïdale) puis à de la dunite normale. Des fissures empruntant le réseau I contiennent de la serpothite sphéroïdale ou en vitrail.

Alors que les filonnets 55 QT et S 7 donnent l'impression que l'on saisit sur le vif l'action serpentinisante, le filonnet Dun. 6 paraît au contraire postérieur (des serpothites sphéroïdales épigénisent des antigorites II).

Deux plaques minces (92 GA et Kak. I) montrent des fissures contenant une trémolite maclée et craquelée, dont les fragments sont noyés dans de la serpothite à très basse biréfringence.

De nombreux filonnets de serpentine, assez différents des précédents, se voient dans les carottes, sous forme d'une serpentine blanche, tendre, cireuse, nettement postérieure aux phénomènes de serpentinitisation précédemment décrite. En section mince, on observe un produit presque complètement isotrope dans lequel se développent de très fines aiguilles d'antigorite positive (84 KA). Il semble s'agir ici de filonnets

d'exsudation. Quelquefois s'observent des formes concrétionnées.

REMARQUES MINÉRALOGIQUES SUR LES MATÉRIAUX DES SERPENTINES. — Notre objet n'était pas d'étudier la minéralogie des serpentines du Kaloum; mais l'examen pétrographique a permis de distinguer, parmi les minéraux des serpentines, les éléments suivants :

1) une antigorite fibreuse, à allongement négatif, pléochroïsme net et cristallisant perpendiculairement aux épontes des craquelures 1 et 1 bis ;

2) une antigorite lamellaire, également pléochroïque, qui constitue le matériau du stade II de serpentinitisation et s'oriente sur les péridots dont elle dérive ;

3) des serpothites variées métasomatosant les cœurs des péridots et présentant des structures résillées, sphéroïdales, en vitrail, ou des aspects ondulés, et pouvant même être presque isotropes ;

4) des antigorites fibreuses, à allongement positif, métasomatosant les diallagés des wehr-lites ;

5) des antigorites fibreuses, à allongement positif, développées en longues fibres dans les serpothites 3 ci-dessus et dans les serpothites filoniennes 7 ci-dessous, et qui paraissent être une forme de recristallisation des serpothites ;

6) des antigorites fibreuses très colorées à allongement positif, dont le feutrage constitue les serpentinites à spinelles ;

7) des serpothites à très basse biréfringence constituant des filonnets minces noirs qui parcourent la péridotite et pourraient être liés à la phase III de serpentinitisation ; certaines de ces serpothites montrent à très fort grossissement une structure périodique constituée de fibres disposées à 45° des ondulations ;

8) une serpothite presque complètement isotrope qui constitue des filonnets blancs, souvent carbonatés, quelquefois concrétionnés, et qui semblent représenter une phase terminale d'exsudation ;

9) très rarement du chrysotile typique dans des péridotites très écrasées.

Les éléments 1, 2, 3, 4 et 7 ont à l'œil nu un aspect noir qui contribue à la teinte très foncée des roches étudiées. Les serpentines 8 ont au contraire une couleur blanche et un toucher cireux.

Nous avons essayé sans succès le test de Cail-lère [1933] (éclair lumineux des antigorites α dans la flamme Méker) aussi bien sur les serpentines noires que sur les serpentines blanches ;

mais en l'absence de courbes de dilatation différentielle, cet échec n'est pas concluant.

Cette énumération montre, s'il en était encore besoin, la complexité de la minéralogie des serpentines et permet d'amorcer un classement d'après des aspects discernables avec le seul secours du microscope polarisant.

LE PROBLÈME DE LA SERPENTINISATION. — H. H. Hess [1933] discute le problème de la serpentinitisation des péridotites et conclut que, si la stéatitisation résulte d'une action hydrothermale, la serpentinitisation est un phénomène d'autométamorphisme. Bien que cette opinion ait été discutée par Lacroix [1942], elle est très généralement admise (cf. Haapala [1936, p. 73] et Routhier [1953, p. 203]).

L'étude du massif du Kaloum n'apporte pas de critère définitif à ce débat. On peut cependant confirmer un certain nombre des arguments avancés par Hess :

— la serpentinitisation s'est faite sans modification de volume ; on ne constate aucune trace des pressions que développerait la serpentinitisation sous l'effet d'un apport extérieur ; tout au plus avons-nous noté une légère tendance des péridots à l'extinction en échelons ou en damier ; les antigorites ne sont jamais écrasées ou tordues ;

— les solutions serpentinisantes semblent bien être restées dans la masse et ne pas s'être répandues à l'extérieur ; assurément on ne peut guère en juger dans la presque même, mais Barrère, étudiant les contacts du Kakoulima, ne signale aucune action de ce genre ;

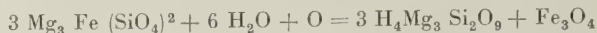
— on ne constate pas non plus l'extraction de quantités importantes de carbonate de magnésie. Si de la magnésite est formée par le processus de serpentinitisation, et se retrouve soit dans la roche même, soit en filonnets, c'est toujours en quantités nettement subordonnées ;

— la serpentinitisation, comme Lacroix l'avait déjà noté, développe des antigorites et non du chrysotile⁵.

Faute de disposer de coupes profondes de la masse ultrabasique (car les sondages de prospection ne pénètrent jamais celle-ci de plus de quelques mètres), nous ne pouvons apporter aucune observation sur les rapports de la serpentinitisation avec les bordures du massif ou sa surface affleurante.

H. H. Hess discute quatre équations chimiques possibles, par apport, outre l'eau, soit de CO₂, soit de SiO₂ ou par réaction forstérite + enstatite. La quatrième équation proposée part d'un péridot correspondant à la compo-

sition du péridot de Conakry Fo₃ Fa et pourrait être satisfaisante :



Cette équation suppose des conditions légèrement oxydantes ; dans notre cas, l'abondance de la magnétite nous paraît, bien qu'aucune mesure n'ait été faite, suffisante pour que cette équation puisse être sérieusement envisagée.

En ce qui concerne la question des volumes, cette équation correspond à une augmentation de 35 % si on compare les produits secs ; mais on peut remarquer qu'elle est équilibrée en volumes si on suppose l'eau présente sous forme liquide dans le membre de gauche de l'équation. On sait que H. Hess [1933] traite le problème de la serpentinitisation non pas au départ des péridots, mais à partir d'un milieu contenant déjà tous les éléments de l'intrusion ultrabasique, c'est-à-dire d'un magma serpentiniteux. Si même l'eau occupait un volume supérieur à son volume liquide, on trouverait une contraction susceptible d'expliquer les craquelures des péridots.

Cette explication n'est cependant pas entièrement satisfaisante dans notre cas, puisque nos observations établissent que les stades II et III de la serpentinitisation se sont développés dans un milieu constitué principalement de péridots cristallisés, et sans déranger les antigorites I et I bis. Aucun effet important de pression n'est décelable et le problème des variations de volume subsiste.

LE PROBLÈME DU MAGMA PÉRIDOTITIQUE. —

Harry H. Hess [1938] a discuté l'existence possible de magmas ultramafiques, mise en doute par N. L. Bowen. Il donne des raisons de terrain pour établir leur existence et fait appel à la présence d'eau, manifestée par les oxhydriles des serpentines, qui sont en fait toujours présentes, pour lever l'objection d'infusibilité. Les dunites de Conakry n'apportent pas d'élément à cette controverse, car elles ne dérivent pas d'un magma ultramafique, mais, par différenciation, d'un magma gabbroïque. J. Barrère en a apporté la démonstration ; mais on en trouve une vérification dans un critère donné par H. Hess lui-même. Il donne en effet [1938, p. 340 et sq.] les règles suivantes pour le rapport moléculaire Mg/Fe :

5. Ce minéral n'a été reconnu, recristallisé dans les fissures, que dans une plaque mince de roche nettement écrasée (100 KA).

	$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}}$	
Série ultramafique primaire	$\left\{ \begin{array}{l} \text{péridotites,} \\ \text{dunites et} \\ \text{serpentines} \end{array} \right\}$	7,5 (avec pic de fréquence vers 9 ou 10)
	$\left\{ \begin{array}{l} \text{pyroxénites} \end{array} \right\}$	6 à 7
Cristallisation différentielle d'un magma mafique		3,5 à 7,5 (avec pic de fréquence vers 5 ou 6)

En outre, les roches ultramafiques primaires seraient plus pauvres en CaO et Al_2O_3 que les roches ultrabasiques de filiation mafique.

Si l'on cherche à appliquer ces règles aux analyses connues de roches de la région de Conakry, on trouve :

	$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}}$
— dunité du km 86 [Lacroix, 1911]	5,7
— wehrlite du Kakoulima [Lacroix, 1911]	4,2
— wehrlite du Kakoulima [Barrère, 1959]	3,9
— dunité de Conakry [Bonifas, 1959]	4,4

Par contre les roches de Guinée sont pauvres en alumine et chaux.

Les dunites de Conakry sont donc des roches ultrabasiques de filiation mafique, ce que leur liaison avec la série du Kakoulima justifie parfaitement sur le terrain.

En effet, les analogies pétrographiques déjà mentionnées entre ces dunites et la base de cette série, se complètent par une continuité de terrain entre les dunites de la presqu'île et les dunites de l'extrême base de la série du Kakoulima. La découverte d'échantillons de wehrlite dans la presqu'île et leur analogie avec les wehrlites du Kakoulima accuse cette ressemblance.

Un autre argument, très indirect, peut être tiré de l'abondance de l'alumine dans la cuirasse latéritique de la presqu'île (9 %), alors que la latérite tendre sous-jacente en contient beaucoup moins, et la roche mère très peu. Certains se sont posés le problème de l'origine de cette alumine. Si nous supposons que la structure observée aujourd'hui dans la montagne du Kakoulima s'étendait à toute la presqu'île, les roches pyroxéniques et feldspathiques (wehrlites, troctolites et gabbros) aujourd'hui disparues et dont nous trouvons les produits résiduels accumulés chimiquement dans la latérite constituent la source cherchée de l'alumine.

S'il en était ainsi, l'ensemble du dyke du Kaloum constituerait un phénomène analogue, à l'échelle près, au Great Dyke de Rhodésie.

Bibliographie.

- BARRÈRE J. (1959). — Rapport sur la presqu'île de Kaloum et le massif du Kakoulima. *Notes Serv. Géol. et Prosp. minière*, Dakar, n° 2, p. 7-44.
- BENSON W. N. (1918). — Origin of serpentine, a historical and comparative study. *Amer. Journ. Sc.*, (4), vol. XLVI, n° 276, p. 693-731.
- BONIFAS M. (1959). — Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Strasbourg (1958) et *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, n° 17.
- BORCHERT H. (1954). — In E. A. SCHEIBE, *Stahl und Eisen*, fév.
- BOWEN N. L. (1928). — The evolution of igneous rocks.
- BRINDLEY G. W. et KNORRING O. VON (1954). — A new variety of antigorite. *Amer. Miner.*, vol. XXXIX.
- CAILLÈRE S. (1936). — Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. Thèse, Paris.
- CAILLÈRE S., KRAUT Fr. et ROUTHIER P. (1956). — Étude géologique, minéralogique et structurale des gisements de minerai de chrome du massif de Tiébaghi. *B. S. G. F.*, (5), VI, p. 169-187.
- COTELO-NEIVA J. M. (1948). — Serpentes et serpentinisation. *Rep. 18th sess. intern. geol. Congr. Great-Brit.*, part II, p. 88-95.
- DELAIRE L. et RENAUD L. (1955). — Carte géologique de reconnaissance au 500 000^e, feuilles Conakry Est et Ouest. Dakar, Serv. Géol. et Prosp. minière.
- DIXEY F. (1922). — The norite of Sierra Leone. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. 78, p. 299-346.
- DUBERTRET L. (1953). — Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Thèse, Paris et *Notes Mém. Moyen-Orient*, t. VI (1958), 254 p., 25 pl.
- DUNHAM K. C., PHILLIPS R., CHALMERS R. A. et JONES D. A. (1958). — The chromiferous ultrabasic rocks of Eastern Sierra Leone. *Overseas geol. and min. Res. Bull.*, suppl. 3.
- DUPARC L. et GROSSET A. (1916). — Recherches géologiques et pétrographiques sur le district minier de Nicolai-Pawda. Paris, Dunod.
- HAAPALA P. (1936). — On Serpentine rocks in Northern Karelia. *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 114.
- HESS H. H. (1933). — The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. *Econ. Geol.*, vol. XXVIII, p. 634-657.
- (1938). — A primary peridotite magma. *Amer. Journ. Sc.*, vol. XXXV, n° 209, p. 321-344.
- JOHANNSEN A. (1938). — Descriptive petrology of igneous rocks, vol. IV. Chicago, Chicago Univ. Press.
- JUNNER N. R. et HARWOOD H. F. (1930). — The norite of Sierra Leone. *C. R. 15th sess. intern. geol. Congr. South Africa*, vol. II, p. 417-433 (n° 43).

- LACROIX A. (1893-1895). — Minéralogie de la France.
 — (1905). — Les roches éruptives basiques de la Guinée française. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXL, p. 410-413.
 — (1911). — Les syénites néphéliniques de l'archipel de Los. *Nouv. Arch. Muséum*, 5^e sér., t. III.
 — (1942). — Les péridotites de Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes cobalt-nickel. *Mém. Ac. Sc.*, t. LXVI.
 LAPPARENT J. DE (1946). — Le côté des péridotites. *Rev. scient.*, 84^e ann., n° 6.
 LEGOUX P. (1937). — In Rapport annuel du Serv. géologique de l'A. O. F.
 LEGOUX P. et PERCIVAL F. G. (1959). — Sur la structure des cuirasses latéritiques ferrugineuses de Conakry. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXLVIII, p. 2226.
 MARMO VI. (1958). — Serpentinities of central Sierra Leone. *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 180, p. 1-30 (*C. R. Soc. géol. Finlande* de 1956).
 MILLOT G. et BONIFAS M. (1955). — Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Carte géol. Als., Lorr.*, t. VIII, fasc. 1, p. 3-20.
 MILLOT G. et DARS R. (1959). — L'archipel des îles de Los, une structure annulaire subvolcanique. *Notes Serv. Géol. et Prosp. minière*, Dakar, n° 2, p. 48-56.
 ROUTHIER P. (1953). — Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXII, n° 37.
 TURNER P. J. (1942). — Preferred orientation of olivine crystals in peridotites. *Trans. roy. Soc. New Zealand*, vol. LXXXII.

LÉGENDES DES PLANCHES II ET III.

PLANCHE II.

- FIG. 1. — Dunite à gros grain peu serpentinisée; dunite 1; lum. nat.; $\times 22,5$. On remarquera les péridots peu altérés avec leur clivage *g* 1, les antigorites I claires avec leur filet central de magnétite réactionnelle; les fissures des péridots avec l'antigorite II et la magnétite réactionnelle axiale; la tendance automorphe du cristal photographié.
 FIG. 2. — Dunite à gros grain, détail du réseau I *bis* dans un cristal; dunite 3; lum. nat.; $\times 22,5$. On remarquera les deux filets parallèles de magnétite bordant l'antigorite I *bis* (avec quelquefois un filet central); entre ces filets et le péridot intact le développement de l'antigorite II.
 FIG. 3. — Dunite assez serpentinisée à réseau maillé I *bis* très développé avec deux directions préférentielles rectangulaires; début de serpentinitisation I *bis*; réseau I souligné par filet continu de magnétite; quelques spinelles. Dunite 2; lum. nat.; $\times 17$.
 FIG. 4. — Dunite à structure orientée, assez serpentinisée; péridots, antigorites I, I *bis* et II, magnétite réactionnelle, quelques spinelles. 55 IR; lum. nat.; $\times 22,5$.
 FIG. 5. — Dunite fortement serpentinisée; réseau I souligné par des filets de magnétite dessinant les formes originelles des péridots; antigorites I *bis* et II. Barraud 6; lum. nat.; $\times 22,5$.
 FIG. 6. — Wehrlite peu serpentinisée; sondage carrière 2; lum. nat.; $\times 22,5$. On remarquera les péridots craquelés avec les réseaux I et I *bis* d'antigorite; deux cristaux de diallage à structure intersticielle, l'un englobant poëcilitiquement un péridot arrondi et deux spinelles.
 FIG. 7. — Serpentinite à spinelles; 105 AA (entre 88,5 et 89,4 m); nicols croisés, $\times 22,5$. On remarquera les feutrages confus d'antigorite qui s'orientent autour des spinelles automorphes anguleux.
 FIG. 8. — Dunite à gros grain peu serpentinisée avec péridots à inclusions aciculaires; dunite 1; lum. nat.; $\times 65$. On remarquera les traînées d'inclusions aciculaires dans les péridots; les antigorites I, claires, sans inclusions; les antigorites II dans lesquelles les traînées d'inclusions se continuent; la magnétite réactionnelle en filets axiaux et en amas irréguliers.
 FIG. 9. — Inclusions aciculaires dans une dunite peu serpentinisée; dunite 1; lum. nat.; $\times 126$. On distingue nettement le ruban d'antigorite I intergranulaire sans inclusions et les antigorites postérieures avec inclusions.

Photos PICOT.

PLANCHE III.

- FIG. 1. — Détail de cassure *p*; dunite 3; lum. nat.; $\times 65$. On remarquera des cassures subparallèles de 20 à 25 μ soulignées par deux filets parallèles de magnétite avec un filet axial discontinu de magnétite, remplis d'antigorite I *bis*; des noyaux de péridot à bordure en dents de scie soulignées par un ombrage sombre (voir fig. 6 de la pl.); entre les antigorites I *bis* et les péridots, les antigorites II ici très développées, avec taches de magnétite irrégulières à développement préférentiel perpendiculaire; par endroits, les nuclei de péridot ont été complètement transformés en antigorite II; sur les extrémités de la photographie, des antigorites I avec fort développement de magnétite.
 FIG. 2. — Structure périodique dans un filonnet de serpentine; 55 QT; nicols croisés parallèles à la photographie; $\times 167$.

- FIG. 3. — Serpophite à structure sphéroïdale substituant le centre d'un péridot entre des antigorites II (forme de bordure d'un filonnet de serpophite à très basse réfringence) ; dunite 6 ; nicols croisés parallèles à la photo ; $\times 167$.
- FIG. 4 et 5. — Dunite très fortement serpentinisée, montrant 5 stades successifs : antigorites I *bis* soulignées par deux filets de magnétite ou par un filet axial ; deux générations d'antigorites II *bis*, l'une claire à petits cristaux en fers de lance, l'autre verte à grands fers de lance ; une serpophite III ; quelques nuclei de péridot (antigorites I non visibles sur la photo). 61 AF ; lum. nat. et nicols croisés ; $\times 87$.
- FIG. 6 et 7. — Cassures *p* à dents de scie ; dunite 3 ; lum. nat. et nicols croisés ; $\times 168$. On remarquera un filonnet d'antigorite I *bis* avec son filet central discontinu de magnétite et dans lequel les fibres transversales sont visibles ; sur la bordure de ce filonnet, les filets de magnétite ; transversalement, plus ou moins orientées par le clivage *g* 1, des antigorites I *bis* ; des antigorites II où l'on devine, entre nicols la structure en fer de lance et les amas de magnétite associée ; les péridots avec leurs terminaisons en dents de scie ; sur le bord de ces péridots, des masses confuses d'antigorite non encore recristallisées en antigorite II.

Photos PICOT.

Observations.

M. J. P. DESTOMBES se demande si l'augmentation de volume antigorite-serpentine, invisible dans les photographies que M. Legoux a montrées, ne pourrait être compensée par la perte en magnésium de la forstérite.

M. P. COLLOMB désirerait voir préciser quelques détails : 1) l'antigorite provenant du péridot contient-elle du fer, et en quelle proportion ? 2) celle qui provient du pyroxène est-elle alumineuse ? 3) La solution du problème du volume, lors du remplacement du péridot par la serpentine, ne peut-elle être cherchée dans un départ d'une partie du fer, ou du magnésium ?

M. P. LEGOUX répond : Mes observations ont été purement pétrographiques et je ne puis savoir si les antigorites provenant du péridot et les antigorites provenant du pyroxène contiennent respectivement du fer et de l'alumine. Il y a là une étude intéressante à faire mais qui semble délicate par les moyens chimiques habituels ; elle pourrait être abordée à la sonde de Castaing.

Quant au problème des volumes, je crains qu'il ne puisse être résolu par la simple considération du départ d'un métal ; c'est une question complexe qui doit tenir compte de l'ensemble du bilan chimique de l'opération, c'est-à-dire des minéraux existant avant et après la serpentinitisation, de leurs proportions et de leurs volumes spécifiques.

Distillations et condensations fractionnées de fluides géochimiques d'origine profonde

par Georges DEICHA *.

Sommaire. — Étude des relations entre constituants fugaces et eau, à la lumière des observations sur les inclusions liquides et gazeuses, tant primaires que secondaires. Comparaison des résultats obtenus et des renseignements fournis par le diagramme d'équilibre $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ aux températures et pressions élevées. Examen des principales conséquences de la différenciation subie par les fluides géochimiques à la faveur du refroidissement au cours de leur histoire géologique.

Le rôle des gaz et des liquides dans les phénomènes de cristallisation et de dissolution se déroulant au sein de la lithosphère est souvent affirmé, plus particulièrement en matière de pétrogenèse profonde, de métamorphisme et de métallogénie. Pour ce qui est de cette dernière discipline, l'intervention de solutions pneumatolytiques ou hydrothermales reste, tout au moins en ce qui concerne les gîtes filoniens, l'hypothèse la plus communément admise. Ceci s'explique probablement par le fait que l'étude des gangues est de nature à familiariser non seulement avec la matière minérale solide, mais également avec les liquides et les gaz qui lui sont associés. L'historique de cette recherche [Smith, 1953] montre assez le rôle joué dans nos connaissances directes des fluides géochimiques d'origine profonde par des spécialistes de la métallogénie lorsqu'ils ne se sont pas contentés, dans leur examen des gangues, de la seule connaissance de la composition minéralogique.

Pour être classiques, les notions complémentaires d'action pneumatolytique et d'action hydrothermale sont parfois mal définies l'une par rapport à l'autre. Il y a cinq ans j'ai eu l'occasion de discuter dans un ouvrage consacré aux lacunes des cristaux et à leurs inclusions fluides [Deicha, 1955, p. 62] les relations entre la température critique de l'eau et la limite des actions hydrothermales et des phénomènes de pneumatolyse. Dans la présente note je me propose de donner quelques aperçus nouveaux, résultant non seulement d'observations faites sur le contenu de cavités primaires des minéraux, mais également de l'étude des inclusions secondaires. Ces diverses observations n'ont pas uniquement

été réalisées sur des récoltes personnelles, mais encore à l'occasion d'études régionales de confrères ou d'élèves, complétées par des recherches sur des échantillons de collections. Les dernières en date se rapportent à quelques exemplaires du laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université libre de Bruxelles. Il s'agissait pour moi de faire, sur l'invitation de M. Denaeyer, quelques démonstrations de mes méthodes de recherche et d'étude des inclusions liquides, ces démonstrations devant illustrer une conférence générale donnée à une séance extraordinaire de la Société belge de géologie. Le triple dépaysement créé par un lieu de travail qui ne m'était pas familier, par un appareillage très complet, mais étranger, enfin par des collections que je ne connaissais pas, m'a permis de prendre plus particulièrement conscience de l'un des résultats les plus généraux des recherches que je poursuis. Ce résultat, devenant d'autant plus net que mes techniques se sont affinées au cours des années, peut se résumer en quelques mots :

La présence de gaz sous pression est un fait banal dans les inclusions liquides, tant primaires que secondaires, des matériaux de la lithosphère.

Le rapport pondéral $\frac{\text{constituants fugaces}}{\text{eau}}$ peut varier d'une valeur pratiquement nulle jusqu'à des valeurs très grandes, pour ne pas dire infinies. Il existe tous les termes de passage entre l'inclusion à constituants fugaces condensés sans phase aqueuse observable jusqu'à

* Communication présentée à la séance du 21 mars 1960.

des inclusions essentiellement formées d'eau sans que les essais par écrasement puissent y déceler de gaz sous pression. J'ai récemment apporté à la technique de ces essais par écrasement divers perfectionnements qui seront publiés à la Société française de minéralogie et de cristallographie. Ces essais montrent que même dans les inclusions aqueuses à bulle de retrait réduite, cette dernière contient très souvent du gaz sous pression.

J'ai déjà eu l'occasion d'insister sur les enseignements qui peuvent être tirés des observations faites au cours de l'homogénéisation des inclusions triphasées. Ces observations sont particulièrement aisées dans le cas des cavités où les trois phases (solution aqueuse, anhydride carbonique liquide, anhydride carbonique gazeux) présentent, en volume, des développements du même ordre de grandeur. Naturellement, même à température normale, la phase aqueuse contient CO_2 en solution et les deux phases carboniques renferment H_2O . L'augmentation de température conduit d'abord à la disparition de l'une des phases carboniques au profit de l'autre, cette dernière subsiste ensuite sous forme de bulle gazeuse baignant dans une phase aqueuse liquide jusqu'à une température plus ou moins élevée. Au fur et à mesure de l'échauffement, les compositions des deux phases tendent l'une vers l'autre, par augmentation de la teneur en CO_2 dans le liquide et de la teneur en H_2O dans le gaz. L'une, ou l'autre, des deux phases finit par l'emporter et l'homogénéisation aboutit soit à un remplissage entièrement liquide, soit à un remplissage entièrement gazeux, à moins d'avoir la chance d'observer directement le passage à l'état supercritique, par disparition de la séparation entre les phases.

DIFFÉRENCIATION A VOLUME CONSTANT. — La facilité avec laquelle les phases fluides des inclusions se trouvent homogénéisées (à des températures plutôt inférieures que supérieures à celles qu'il était possible de prévoir pour la formation de leurs minéraux hôtes) milite en faveur d'un état initialement homogène de leur remplissage fluide. Il en résulte que les observations que nous pouvons faire au cours du refroidissement d'inclusions préalablement homogénéisées sont particulièrement instructives. La différenciation observée se traduit par la séparation d'une phase liquide et d'une phase gazeuse. La phase liquide s'enrichit progressivement en eau. La phase gazeuse s'enrichit, d'une manière analogue, en constituants fu-

gaces. Ces enrichissements complémentaires se traduisent pour l'œil par un contraste de plus en plus marqué entre les deux phases. Ce contraste résulte d'un écart croissant entre les indices optiques des deux fluides au cours de leur différenciation par refroidissement.

Au laboratoire, ces observations portent sur des cavités qui tiennent entièrement dans le champ de vision d'un microscope; elles se déroulent rapidement. Mais à plus vaste échelle, à celle des centaines et des milliers de mètres, les phénomènes ne doivent pas être fondamentalement différents. Si on considère une masse importante de fluide géochimique occupant une chambre supposée étanche au sein de la lithosphère, on est amené à prévoir que le refroidissement provoquera dans cette chambre une différenciation du fluide. Cette différenciation aura le caractère de condensations et de distillations fractionnées complémentaires compliquées par l'intervention de gradients thermiques. (Il convient d'ailleurs de remarquer que dans le cas d'inclusions de taille exceptionnelle l'effet de gradient thermique se fait déjà sentir nettement, en particulier par des courants de convection).

A côté de courants de convection pouvant amener des effets de thermo-siphon, accentués par le fait qu'il s'agit de fluides à coefficient de dilatation supérieur à celui de l'eau dans les mêmes conditions, il s'établira dans une telle cavité de véritables ruissellements sur les parois en contact avec la phase gazeuse. On conçoit que cette mécanique complexe des fluides géochimiques dans les profondeurs de la lithosphère favorisera les échanges de matière entre les parois solides d'une part, les liquides et les gaz d'autre part.

Un tel appareil isolé se comporte à la fois comme un alambic, comme un digesteur et comme un cristalliseur. Il y a lieu de considérer aussi le fait que les propriétés des fluides en présence doivent varier en fonction non seulement des températures et des pressions, mais également des compositions. Les changements de conditions physiques ne sont donc pas les seules causes de croissance ou de dissolution possibles de minéraux dans ces milieux et il y a lieu de considérer les modifications introduites par les changements de la composition chimique des solvants. A la limite, on peut théoriquement aboutir à deux liquides à peine solubles l'un dans l'autre et constitués, l'un essentiellement d'eau, l'autre, par exemple, surtout d'anhydride carbonique. On conçoit que les propriétés de H_2O et CO_2 liquides puis-

sent être assez différentes en tant que solvants et que les substances minérales dissoutes se répartissent, entre ces deux liquides, suivant des coefficients de partage variables. Le cas limite considéré de la coexistence d'une solution aqueuse en contact avec du liquide carbonique n'est observé, en tant que tel, que pour des températures inférieures à la température critique de l'anhydride carbonique. Mais il est légitime d'envisager des phénomènes d'extraction, à la faveur de coefficients de partages différents de l'unité, entre une solution aqueuse et une phase fugace à l'état hypercritique mais fortement condensée. En effet, l'étude des inclusions liquides nous enseigne que les deux phases peuvent avoir des densités du même ordre de grandeur pour des compositions totalement différentes.

DIFFÉRENCIATION A VOLUME VARIABLE. — Dans le précédent paragraphe j'ai montré la complexité des phénomènes pouvant jouer un rôle important dans les regroupements de la matière minérale à l'intérieur d'un système supposé clos. S'il est légitime d'admettre que des masses importantes de fluides géochimiques peuvent, à certains moments, se trouver quasi hermétiquement isolées au sein de la lithosphère, l'étude même des inclusions liquides secondaires des minéraux et des roches nous montre que cet isolement n'est maintenu pendant des durées géologiques que pour des cavités microscopiques. Les cavités importantes ne sauraient être coupées de leur voisines pendant des ères géologiques durant. Leur étanchéité est, toutes choses étant égales par ailleurs, d'autant plus éphémère qu'il s'agit d'ensembles plus vastes. Pour être trop parfaitement confinées les inclusions *isolées* liquides ne nous donnent qu'une image appauvrie de ces ensembles plus vastes. Si on considère cependant les *systèmes* d'inclusions on est conduit à de nouvelles idées sur le comportement général des fluides ayant circulé à travers la lithosphère.

L'étude des groupes d'inclusions est particulièrement instructive. Différents cas peuvent se présenter. L'exemple le plus simple et le plus fréquent est celui d'une lacune de cristallisation de forme complexe, ramifiée dans l'espace et constituant primitivement une cavité unique. Lorsque la bulle de retrait apparaît dans l'une de ces ramifications, les constituants fugaces s'y concentrent. Par le jeu des recristallisations, cette bulle peut être coupée du reste de la solution. On aura alors un système de deux inclusions où une séparation méca-

nique de l'eau et des constituants fugaces aura été spontanément réalisée, par une véritable opération d'analyse immédiate. Un phénomène analogue pourra intervenir pour scinder des portions beaucoup plus importantes de solutions géochimiques à l'intérieur de la lithosphère. On conçoit que l'histoire physico-chimique de masses ainsi séparées puisse être très différente de celle d'un ensemble non scindé. En particulier le refroidissement ultérieur, et à plus forte raison un éventuel échauffement, pourront conduire à des effets dissemblables dans l'un et dans l'autre milieu. Une modification identique de la température pourra par exemple provoquer des cristallisations ou des dissolutions différentes dans les deux réservoirs complémentaires.

Inversement, l'établissement de communications nouvelles entre des chambres remplies de fluides géochimiques primitivement indépendants peut modifier profondément les conditions cristallogénétiques qui avaient prévalu dans chacune d'elles.

L'eau et les constituants fugaces des profondeurs de la lithosphère sont destinés, tôt ou tard, à rejoindre respectivement l'hydrosphère et l'atmosphère. L'ultime séparation, qui s'opère à la lumière du jour, se traduit par la montée, plus ou moins tumultueuse, de bulles à la surface libre des eaux minérales. Cette séparation doit nous faire penser aux étapes intermédiaires qui par distillations, condensations et mélanges, ont fait tomber la teneur de ces eaux en gaz. Cette teneur qui ne s'exprime généralement plus qu'en fraction de litre de gaz par litre d'eau jaillissante, atteint communément dans les eaux emprisonnées en profondeur plusieurs dizaines de fois leur volume initial en gaz carbonique, rapporté aux conditions normales de température et de pression.

LES RÉSEAUX DE CIRCULATION DES FLUIDES. — Pour désigner les cavités, qui dans la lithosphère jouent le rôle de récipients des fluides géochimiques profonds, j'ai utilisé des termes de « réservoirs » et de « chambres », qui soulignent les analogies pouvant exister avec des appareils et des constructions de la pratique chimique. Les mêmes mots sont souvent employés pour les manifestations magmatiques. Les termes de ce type, tels que « cheminée magmatique » ou « colonnes filtrantes », n'ont jamais été que des images. Pour ce qui est des chambres et des réservoirs que remplissent dans la lithosphère les fluides géochimiques, si les cavités drusiques ou des cassures filoniennes leur confèrent parfois

un certain volume libre c'est plus généralement sous forme de réseaux de fines fissures qu'il convient de se les représenter. Ces réseaux, dont des veinules de quartz ou de calcite finissent parfois par fixer le tracé, subsistent dans certains minéraux à l'échelle microscopique. Ces réseaux sont généralement méconnus.

Les réseaux de cassures microscopiques naturelles qui affectent les minéraux ne peuvent, dans l'état actuel de nos techniques, être efficacement étudiées que si ces cassures ont été partiellement recimentées. Dans le cas contraire la distinction entre cassures naturelles et artificielles devient délicate.

C'est sur les grains de quartz des roches éruptives et métamorphiques que les fissures partiellement recimentées s'observent le plus communément. Malheureusement les plaques minces ordinaires ne permettent qu'une étude incomplète de ces détails structuraux. Préparations en biseau (dont le bord épais dépassera dans certains cas 1 mm), sphères polies [Barrabé, Collomb et Deicha, 1958], frottis, préparations à trois grains [Deicha, 1955, p. 32], ou simples esquilles isolées, montées entre lame et lamelle dans du baume non cuit, offrent des possibilités beaucoup plus étendues en ce domaine. Les fissures apparaissent alors comme des surfaces plus ou moins régulières, matérialisées par un semis de cavités à remplissage fluide. De récents comptages sur des surfaces bien exposées à l'observation m'ont permis de constater que ces cavités dont les dimensions s'expriment généralement en microns (μ), peuvent n'être séparées les unes des autres que par des distances du même ordre de grandeur. On obtient ainsi des fréquences de plus de dix mille cavités au millimètre carré (mm^2). De telles mesures permettent de se faire une idée de l'épaisseur approximative de la lame fluide qui avait pénétré le cristal. Ces appréciations donnent des chiffres variables, dans certains cas les films intragranulaires ne devaient mesurer qu'une fraction de micron (μ). Le fluide qui les constituait n'en a pas été pour autant dépourvu d'activité : les phénomènes de corrosion et de recristallisation qui ont morcelé la fissure continue en cavités plus ou moins régulières l'attestent assez. La morphologie de ces cavités permet de se faire une idée de l'agressivité naturelle des solutions vis-à-vis de leur hôte : dans certains cas les inclusions sont de véritables cristaux négatifs dont la morphologie est sans aucun rapport avec l'orientation initiale de la cassure. Ces cristaux négatifs sont allongés suivant l'axe du quartz, qui

peut faire un angle quelconque avec la surface primitive de la cassure. Au contraire, des inclusions moins évoluées restent fortement aplaties suivant cette surface. On peut alors retrouver facilement sur des cavités contiguës les phénomènes que j'ai sommairement décrits plus haut pour les systèmes d'inclusions primaires. Les inclusions secondaires appartiennent à des systèmes dont l'analyse est parfois délicate (alignements pseudosecondaires de N. P. Ermakoff [1950]). Dans bien des cas il est possible de constater qu'une bulle anormalement développée dans l'une de ces cavités résulte d'une différenciation suivie de recristallisation ayant coupé cette cavité de ses liaisons avec une ou plusieurs autres cavités présentant des bulles sous-développées, voire même dépourvues de bulles.

Le réseau des anciennes fissures, jalonné par des inclusions secondaires fluides, peut être plus ou moins serré : les feldspaths de la plupart des granites et des gneiss sont, par exemple, si riches en inclusions qu'il n'est plus guère possible de discerner les uns des autres les clivages qui ont donné lieu à la pénétration des fluides. Pour autant que ces inclusions sont secondaires et contemporaines, on est conduit à considérer que les granites et gneiss ont, à un moment donné de leur histoire, joué le rôle de véritables « roches-magasins » à l'égard des fluides géochimiques profonds. Ce point mériterait d'être précisé, dans les études monographiques régionales, pour une meilleure compréhension, non seulement pétrographique, mais également tectonique de tels ensembles imbibés.

Une étude comparative de systèmes différents d'inclusions secondaires existant dans une même préparation permet de se rendre compte du fait que certaines roches ont subi plus d'une imbibition. Parfois il s'agissait de fluides déjà hautement différenciés. Il arrive en effet que dans une seule et même esquille coexistent des systèmes d'inclusions secondaires qui diffèrent profondément par la nature de leur remplissage fluide : prédominance de constituants fugaces dans les uns, de solutions aqueuses dans les autres. Le contraste est d'autant plus saisissant qu'il ne s'agit plus de petits groupes de cavités mais d'inclusions innombrables qui présentent toutes un remplissage aqueux dans l'une des files et un remplissage carbonique dans la file voisine. On a alors la certitude de la pénétration successive par des fluides déjà hautement différenciés. Nous venons de découvrir ce phénomène avec M. D. Boulanger sur des pegmatites graphiques alpine,

pyrénéenne, bretonne et finlandaise. Il n'est pas douteux que le fait sera retrouvé par d'autres confrères, dans la mesure où leurs observations ne porteront plus sur des préparations dont les inclusions fluides ont été « cuites à mort ».

Je noterai, pour terminer ce paragraphe, que l'entrecroisement de fractures à remplissages dissemblables se prête à des analyses microscopiques fines. Ce sont probablement des observations trop sommaires de telles zones mixtes qui ont fait croire à la formation simultanée, et côte à côte, d'inclusions aqueuses et carboniques. Le milieu de formation de telles inclusions, considérées comme primaires, a été comparé à une véritable émulsion de CO_2 dans H_2O . Le terme de mousse semblerait mieux convenir, et on rejoindrait ici l'hypothèse ancienne sur le rôle déterminant de bulles préexistantes dans les solutions minérales pour expliquer la formation de la plupart des inclusions. La formation de mousses ou d'émulsions stables dans les profondeurs de la lithosphère doit, en tout état de cause, être discutée en considérant les températures et les pressions ayant pu régner aux points étudiés.

COORDINATION AVEC LES RÉSULTATS DE SYNTHÈSES EXPÉRIMENTALES. — L'eau à long-temps joué dans les recherches de caractère théorique, sur l'intervention possible des fluides dans les profondeurs de la lithosphère, un rôle souvent quasi exclusif. Ce fluide est en effet le mieux connu du point de vue physico-chimique et plus particulièrement thermodynamique. Il était tentant de transposer simplement les multiples diagrammes, établis pour le fonctionnement des chaudières industrielles, aux profondeurs de l'écorce terrestre. Ce ne fut là qu'une première approximation, de même que les synthèses minéralogiques par voie purement aqueuse. Ces raisonnements et expériences correspondant, somme toute, seulement aux fluides dont les inclusions liquides hydratogènes et hydrothermales nous permettent d'étudier des prises d'essai naturelles. Or, chaque fois que nous avons affaire à des cristallisations qualifiées de pneumatolytiques, voire même magmatiques, des constituants plus fugaces que l'eau interviennent en masse. Malheureusement les diagrammes d'équilibre entre de telles substances et l'eau ont été jusqu'ici insuffisamment étudiés par les physiciens. J'avais eu l'occasion de souligner l'importance que pourrait avoir l'établissement d'un tel diagramme pour le système $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. Ce diagramme vient d'être établi à l'Institut Wernadsky par la

section des synthèses magmatiques dirigée par N. I. Khitarov [1958].

Ces expériences ont pu atteindre une solubilité de 359 mg de CO_2 par ml de H_2O ; soit un pourcentage moléculaire d'anhydride carbonique de 12,8 dans la phase liquide pour une température de 300°C et une pression de 500 kg/cm^2 . Dans ces mêmes conditions physiques la phase gazeuse en équilibre contient plus de 40 % mol. de CO_2 . A cette même température, l'état critique est atteint pour une pression inférieure à 600 kg/cm^2 (limite actuelle de ces expériences). La proportion moléculaire de CO_2 est alors voisine de 25 %, ce qui correspond encore à une prédominance pondérale de l'eau. Cependant un fluide de cette composition emprisonné dans une inclusion de quartz accuserait, à température normale, une prédominance volumétrique de la phase liquide carbonique sur la phase liquide aqueuse. Il devient donc possible d'établir des correspondances entre des inclusions naturelles et des fluides synthétiques artificiels destinés à les imiter; en particulier les phénomènes d'homogénéisation et de différenciation observés dans les inclusions sont en accord satisfaisant avec le nouveau diagramme. Celui-ci montre clairement comment un mélange fluide homogène de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ doit se scinder, en un liquide et en une phase gazeuse complémentaire, à la faveur d'abaissements de température et de pression. Le mécanisme des phénomènes de condensations et de distillations fractionnées, dont l'observation des inclusions fluides m'avait obligé à considérer l'importance dans la lithosphère, se trouve ainsi précisé.

Il n'est pas douteux que les synthèses minéralogiques et pétrographiques en laboratoire ne tarderont pas à parfaire l'accord entre étude expérimentale réalisée sur des inclusions fluides naturelles et recherches sur les milieux minéraux fluides artificiels réalisés en autoclaves. Une récente publication de S. D. Malinine [1959] nous apporte de nouvelles précisions non seulement sur le système $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, mais encore sur l'influence des substances dissoutes sur l'équilibre des phases. En abaissant éventuellement la solubilité du gaz dans l'eau, la présence de sels ne semble introduire que des perturbations quantitatives.

J'ai évoqué au début de la présente note le problème des solubilités différentes qu'une même substance pouvait présenter dans les deux phases complémentaires. La silice mise à part, les expériences restent rares en matière de telles mesures; la récente étude de A. J. Ellis [1959]

sur la solubilité de la calcite doit être particulièrement signalée. Les rapports entre fluides géochimiques riches en CO_2 et les carbonates méritent une attention spéciale en raison des réactions chimiques simples qu'ils suggèrent et qui affectent la composition même du solvant. La modification de la composition du solvant pourrait provoquer la précipitation conjuguée de certaines substances en solution, par exemple de minerais ou des minéraux de leurs gangues.

*
* *

Une préoccupation qui apparaît constamment dans les discussions géologiques est celle de la nature des fluides cristallogénétiques. Très souvent on s'informe de l'origine première des solutions en interrogeant des indices absolument accessoires, alors même que les fluides générateurs sont encore présents dans l'architecture cristalline des minéraux étudiés. Plus fréquemment encore, on juge de la genèse par comparaison avec des exemples classiques. C'est ainsi qu'une origine pneumatolytique pourra être attribuée à un gîte métallifère sur le témoignage d'une paragenèse déterminée; une paragenèse différente fera dire qu'il s'agit

au contraire d'un dépôt hydrothermal, ou d'une formation du type des « fentes alpines », réputées hydratogènes.

En principe on admettra d'ailleurs que les cristallisations en phase gazeuse se déroulent à une température plus élevée que les cristallisations en phase liquide aqueuse. Nous venons de voir qu'il n'en est pas nécessairement ainsi. Les rapports des gaz et liquides réputés juvéniles avec les fluides vadoses s'en trouvent singulièrement compliqués. On peut même se demander dans quelle mesure le rôle de constituants fugaces d'origine profonde ne pourrait pas être mimé par des composés d'origine organique rendus agressifs à la faveur d'une élévation de température. La présence de composés organiques en particulier de carbures d'hydrogène a été signalée plusieurs fois dans des minéraux de température élevée. Le problème de l'origine minérale, végétale ou animale de ces « brewsterinites » ne sera résolu que lorsque l'étude des gaz et des liquides présents dans les matériaux solides de l'écorce terrestre aura acquis droit de cité dans tout laboratoire de minéralogie, de métallogénie et de pétrographie, et pourra bénéficier de moyens d'investigation physico-chimiques aussi puissants que ceux dont disposent nos confrères biologistes pour leurs recherches les plus fines.

Références bibliographiques.

- BARRABÉ L., COLLOMB P. et DEICHA G. (1958). — Utilisation de sphères polies dans les recherches sur les reliquats magmatiques. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, t. 80, p. 450.
- DEICHA G. A. (1955). — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Paris, Masson et C^{ie}.
- ELLIS A. J. (1959). — The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. *Amer. Journ. Science*, vol. 257, p. 354.
- ERMAKOV N. P. (1950). — Recherches sur les solutions minéralogénétiques. Charkov, éd. Université.
- KHITAROV N. I. et MALININE S. D. (1958). — Les relations d'équilibre des phases dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Geochimia*, n° 7, p. 678.
- MALININE S. D. (1959). — Le système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ aux hautes températures et pressions. *Ibid.*, n° 3, p. 235.
- NICOLAS J. (1956). — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin breton. Thèse Sciences, Paris.
- SMITH F. G. (1953). — Historical development of inclusion thermometry. Toronto, Univ. Press. Voir aussi « Compléments » par G. G. LEMMLEIN à la traduction russe de cet ouvrage (1956). Moscou, éd. Littérature étrangère.

Observations.

M. J.-L. JAEGER présente les observations suivantes : Je crois utile de mettre en évidence l'importance de cette communication, qui contribue à souligner le rôle et la complexité des phénomènes physico-chimiques au cours des processus géologiques. M. Deicha croit-il possible d'établir un parallèle entre les inclusions de formes complexes qu'il nous a montrées, à l'échelle microscopique, et, à l'échelle minière, des phénomènes où la tectonique joue un grand rôle. En particulier, est-ce qu'une brusque fracturation dans une masse profonde imprégnée de fluides, ne pourrait pas causer l'apparition dans les zones fracturées de phénomènes de type pneumatolytique, alors que la masse encaissante resterait dans des conditions hydrothermales, de façon comparable à ce qu'il a observé dans des minéraux ? La baisse de température proviendrait dans ce cas de la brusque décompression.

M. G. DEICHA répond : Il est certain que la vitesse à laquelle se déroulent les phénomènes décrits à la plus grande importance. Je pense que l'idée de J.-L. Jaeger

doit être retenue, d'autant que certains phénomènes métallogéniques ont pu être très rapides : à ce propos il me semble intéressant de noter que l'architecture cristalline des minerais et de leurs gangues trahit des degrés de déséquilibre cristallogénétique relativement élevés (croissance dendritique, développement de masses fibro-radiées...). Pour ce qui est de la conclusion de la présente note je veux profiter de la présence à notre séance de MM. F. Leutwein et W. Nieuwenkamp pour souligner que si les condensations fractionnées des fluides géochimiques doivent surtout être considérées en matière de métallogénie endogène, l'action de liquides et de gaz d'origine exogène peut être conditionnée par des phénomènes semblables. Je viens d'évoquer la possibilité de l'intervention de carbures d'hydrogène d'origine organique ; M. D. Boulanger me fait observer, sur l'exemple du gaz de Lacq, le rôle de l'hydrogène sulfuré dont la pénétration dans les séries sédimentaires pourrait être à l'origine de certains phénomènes de pyritisation observés dans la région.

Les séquences biolithologiques du Miocène inférieur du Bazadais

par Michelle CARALP, Jean MOYES et Michel VIGNEAUX *.

Sommaire. — Le Miocène du Bazadais comprend trois phases sédimentaires successives : une phase marine inférieure, une phase lacustre médiane et une phase marine supérieure.

L'étude détaillée de ces phases, traversées en particulier par les forages de Cudos (bourg), Grignols et Captieux (bourg) et basée sur l'examen de la microfaune, permet d'apporter quelques précisions concernant les modalités de la genèse de ces dépôts et de définir ainsi les caractères sédimentaires de ce Miocène.

Le Miocène inférieur (Aquitaniens) du Bazadais a fait initialement l'objet d'études basées sur l'examen des principaux affleurements. Ces recherches ont pu être reprises récemment grâce à l'implantation de quelques forages dans cette région. Une note précédente [Caralp et Vigneaux, 1959 b] révélait la présence de trois phases sédimentaires successives, qu'il est possible de reconnaître dans la plupart des terrains miocènes traversés par les forages du Bazadais. Ces phases témoignent d'un ordonnancement sédimentaire cohérent, s'opposant notablement aux opinions couramment adoptées vis-à-vis du Miocène.

L'objet de la présente note est une étude détaillée de certaines coupes stratigraphiques fournies par ces forages et illustrant d'une manière particulièrement claire les mouvements de la mer au cours du Miocène. Nous envisagerons successivement trois successions relevées dans les forages de : Cudos (bourg) où les phases sont les plus nettes, Grignols où les fluctuations continues de la ligne de rivage provoquent des variations à l'intérieur des phases, Captieux (bourg) enfin, où l'une des phases disparaît pour des causes tectoniques.

I. CUDOS (bourg) ¹. — Parmi les forages du Bazadais ayant traversé la majeure partie du Miocène, celui de Cudos-bourg, profond de 65 m, est l'un des plus intéressants en ce qui concerne l'évolution sédimentaire du Miocène ². Les trois phases de sédimentation déjà reconnues [Caralp et Vigneaux, 1959 b] y sont bien représentées et leur étude détaillée fournit un certain nombre de conclusions :

1. *La phase marine inférieure* est caractérisée par deux faciès successifs :

a) Les couches de base (60,5 à 65 m, qui représentent la fin du forage) sont des marnes plus ou moins argileuses verdâtres, à débris calcaires et éléments siliceux. La faune contenue dans ces niveaux est relativement riche et assez bien conservée étant donné la finesse de la marne favorisant la fossilisation de formes particulièrement petites à la base du Miocène.

— De 61,7 à 65 m, les Foraminifères sont représentés par 14 espèces seulement, les plus riches en individus étant : *Triloculina nitens* REUSS, *Nonion boueanum* D'ORB., *Elphidium macellum* FICHEL et MOLL, *Asterigerina planorbis* D'ORB. Ces formes vivent dans un milieu côtier et peuvent même à l'occasion s'accommoder d'eaux légèrement dessalées. Les Ostracodes sont d'ailleurs limités à une seule espèce témoignant également de conditions de salinité diminuée : *Neocyprideis fortisensis* KEY. Cette couche représente, sinon la base du Miocène, du moins une des couches basales de cette phase où retentissent encore nettement sur la faune les brusques variations des lignes de rivage accompagnant la transgression.

— De 60,5 à 61,7 m, la faune de Foraminifères est nettement plus riche (30 espèces). Aux espèces citées précédemment et toujours assez nombreuses s'ajoutent : *Elphidium minutum* REUSS, *Streblus beccarii* L. aux qualités adaptatives également grandes vis-à-vis du facteur salinité. Mais, la présence simultanée de *Globigerina bulloides* D'ORB. (pélagique), de quelques *Buliminidae* (*Bolivina dilatata* REUSS assez nombreuses), et de rares *Lagenidae*, témoigne d'un biotope marin. Les Ostracodes sont toujours limités à des espèces le plus souvent saumâtres : *Neocyprideis fortisensis* KEY. Aussi doit-on considérer que ce niveau à caractère marin s'est formé très près de la côte et a subi constamment les influences contradictoires ayant tendance à faire varier surtout les conditions de salinité du milieu.

* Note présentée à la séance du 1^{er} février 1960.

1. $x = 396,3$; $y = 235,4$; $z = 110$.

2. Les coupes stratigraphiques de Cudos (bourg), Grignols et Captieux (bourg) ont été précédemment publiées dans une note générale sur la géologie du Bazadais [Caralp et Vigneaux, 1959 c].

b) Au-dessus, de 38 à 60,5 m, se développe une importante sédimentation calcaire grise. C'est un calcaire bien cristallisé, contenant une microfaune moins riche que dans les niveaux argileux précédents et décroissant progressivement de 60,5 à 38 m.

— De 56 à 60,5 m (calcaire grisâtre un peu quartzeux), les Foraminifères sont illustrés par 25 espèces mais la plupart d'entre elles sont représentées par un petit nombre d'individus. Les formes les plus abondantes (plus de 10 individus) sont *Elphidium macellum* FICHTEL et MOLL, *Nonion dollfusi* CUSH., et des Miogypsines. La présence de ces deux dernières formes qui se développent beaucoup dans ce niveau est en relation probable avec l'augmentation subite du taux de calcium. Ce milieu fortement calcaire doit permettre le développement et l'épanouissement de ces formes au test assez grand et particulièrement résistant. Les Ostracodes sont représentés par les espèces suivantes : *Neocyprideis fortisensis* KEY, *Basslerites bosqueti* KEY, *Hemicythere deformis* REUSS pouvant toutes s'accommoder d'un milieu très côtier, voire même légèrement dessalé.

— De 52 à 56 m, le sédiment est un sable calcaire quartzeux. La microfaune contenue dans cette couche est assez pauvre : 12 espèces de Foraminifères ont pu être recueillies, et aucune n'est représentée par plus de 3 individus. Mais, la présence notable de grains de quartz a peut-être été défavorable à la bonne conservation des tests, rendus déjà plus fragiles par les conditions de salinité assez hésitantes.

— De 38 à 52 m, le sédiment toujours calcaire grisâtre contient une microfaune vraiment pauvre (entre 6 et 10 espèces de Foraminifères). De 48,8 à 52 m, la seule espèce assez abondante est *Amphistegina lessonii* D'ORB. généralement localisée à de faibles profondeurs dans une zone très côtière. Au-dessus s'ajoutent à cette espèce des Miogypsines très nombreuses, puis au sommet vers 38 m des *Discorbis mira* CUSH. Les Ostracodes sont essentiellement représentés par *Hemicythere deformis* REUSS. L'ensemble de cette microfaune témoigne d'un milieu très côtier où les relations avec la mer étaient sans doute indirectes. Il en résulte des conditions saumâtres assez défavorables, entraînant la diminution progressive très nette des espèces au sommet de cet épisode, où seules peuvent se développer en nombre plus important deux ou trois formes plus résistantes.

En résumé, la phase marine inférieure est illustrée par deux dépôts successifs : les marnes à débris calcaires à la base renfermant une microfaune relativement riche, mais caractérisant un faciès essentiellement côtier, puis des calcaires plus ou moins quartzeux où la microfaune diminuant progressivement subit directement les variations de la salinité et devient nettement saumâtre au sommet.

2. *La phase lacustre médiane*, succédant à cette période marine, s'étend de 31 à 38 m. Le sédiment est formé à la base par un calcaire blanc ou grisâtre différant peu lithologiquement du dernier niveau de la phase sous-jacente. Il ne contient aucun Foraminifère, ni Ostracode, mais au contraire des Gastropodes

typiques (Planorbes et Limnées) en grand nombre et quelques débris végétaux. Ce calcaire au caractère lacustre particulièrement net révèle un dépôt assez actif jusqu'à 32,5 m. Le sédiment passe ensuite à une argile de teinte gris verdâtre bigarrée d'ocre avec quelques débris calcaires et quartzeux. La faune est pratiquement absente de ce faciès résiduel qui témoigne du comblement presque total du lac.

Cet épisode lacustre possède à Cudos (bourg) une puissance de 7 m qui est de loin l'épaisseur la plus importante actuellement connue de cette phase dans le Bazadais.

3. *La phase marine supérieure* se localise de 21 à 31 m au-dessus des dépôts argileux lacustres. Ce sont des calcaires grisâtres à la base devenant blancs au sommet.

— De 27 à 31 m, le sédiment recouvrant les argiles sous-jacentes contient 11 espèces de Foraminifères très pauvres en individus, sauf *Discorbis mira* CUSH. et des Miogypsines assez abondantes. Nous sommes là en présence d'un niveau saumâtre contenant les seuls représentants de la faune du Miocène inférieur capable de vivre en milieu hypohalin. Ce sont ces mêmes formes qui étaient relativement fréquentes au sommet de la phase marine inférieure (38 à 41 m).

— Au-dessus, de 25, 65 à 27 m, 11 espèces de Foraminifères dominées par *Elphidium minutum* REUSS, le reste de la faune restant très sporadique. De 23 à 25, 65 m, *Nonion boueanum* D'ORB. est le plus abondant, l'ensemble des Foraminifères se réduisant à 9 espèces. Les Ostracodes sont illustrés par *Hemicythere deformis* REUSS, *Neocyprideis fortisensis* KEY et *Cytheridea* sp. L'ensemble de la faune, caractérisée surtout par sa pauvreté, implique des conditions de développement particulièrement défavorables et un dépôt réalisé dans des eaux à salinité nettement diminuée.

— Cette phase s'achève de 21 à 23 m par un calcaire blanchâtre très proche de celui des couches précédentes mais ne contenant apparemment plus aucune microfaune, et résultant vraisemblablement d'une émergence partielle sinon déjà complète de cette zone.

En résumé, cette phase marine supérieure est caractérisée essentiellement par un faciès calcaire plus ou moins blanc assez homogène, illustré par une microfaune pauvre indiquant, tant par les Foraminifères que par les Ostracodes, un milieu de vie saumâtre, nettement dessalé au sommet.

II. GRIGNOLS³. — Situé à 14 km à l'E du forage de Cudos (bourg), ce forage est profond de 50,5 m. Il a atteint les terrains miocènes à partir de 23 m, et s'est arrêté dans cette formation, après avoir traversé la majeure partie des trois phases.

3. $x = 410,6$; $y = 235,2$; $z = 140$.

1. *La phase marine inférieure* s'étend de 37,3 à 50,5 m. Elle est illustrée à la base par des sédiments essentiellement marneux qui passent ensuite progressivement à des calcaires.

— De 49 à 50,5 m, la microfaune comprend des Foraminifères et des Ostracodes. Les Foraminifères sont représentés par 17 espèces, parmi lesquelles 3 seulement sont assez riches : ce sont les *Elphidium macellum* FICHTEL et MOLL, *Discorbis mira* CUSH., et *Streblus beccarii* L. qui dominent dans cette faune. Les Ostracodes présents dans ce niveau témoignent d'un biotope littoral, où les influences saumâtres sont assez rares. Le sédiment est marneux, gris foncé, avec quelques traces de lignite et du sable quartzueux. C'est là un dépôt très côtier.

— De 46 à 49 m, dans un sédiment également marneux, très faiblement ligniteux, la microfaune de Foraminifères est nettement plus riche (33 espèces de 48 à 49 m, 27 espèces de 46 à 48 m). Les formes les plus abondantes sont les suivantes : *Nonion boueanum* D'ORB., *Elphidium macellum* FICHTEL et MOLL, *Bolivina arta* MACFADYEN, *Asterigerina planorbis* D'ORB., *Amphistegina lessonii* D'ORB., *Discorbis mira* CUSH., *Streblus beccarii* L., *Cibicides boueanus* D'ORB., *C. cf. ungerianus* D'ORB., auxquelles s'ajoutent en nombre plus faible d'individus : *Textularia adamsi* LALICKER, *Triloculina nitens* REUSS, *Bolivinella margaritacea* CUSH., divers *Rotalia*, *Globigerina bulloides* D'ORB., etc. Ainsi, à côté des formes côtières (*Nonionidae*, *Anomalinidae*) déjà présentées dans l'horizon inférieur, se développent des représentants des *Textulariidae* et *Buliminidae*, la présence de ce dernier groupe surtout indiquant une salinité proche de la normale. Les Ostracodes illustrés par les formes suivantes : *Neocyprideis*, *Hemicythere deformis* REUSS, *Cyprideis aff. glabra* GOERLICH et *Cytheridea sp.*, sont littoraux mais dénotent malgré tout une légère influence saumâtre possible.

— De 44,3 à 46 m, les Foraminifères régressent légèrement. Les Ostracodes caractérisent toujours un milieu de vie littoral, où peuvent s'intriquer quelques influences saumâtres (*Cyprideis aff. glabra* GOERLICH). Les conditions du dépôt ne semblent pas avoir varié sensiblement.

— Au-dessus, de 42,3 à 44,3 m, 15 espèces seulement de Foraminifères ont été recueillies dans un sédiment marneux gris, très homogène. Deux espèces ont livré plus de 10 individus : *Discorbis mira* CUSH., et *Streblus beccarii* L. Ces formes, seules abondantes dans ce niveau, sont capables de supporter une salinité diminuée. Les Ostracodes sont réduits à 2 espèces très pauvres en individus. Cet horizon est probablement saumâtre, en relation avec un léger retrait des eaux faisant suite aux couches plus marines précédentes.

— De 41,6 à 42,3 m, le sédiment toujours marneux contient des gravillons calcaires comparables au calcaire qui se développe dans les couches supérieures. La microfaune est assez riche : 20 espèces de Foraminifères et autant d'Ostracodes. Parmi les Foraminifères, notons l'abondance des *Nonion boueanum* D'ORB., *Elphidium macellum* FICHTEL et MOLL, *Amphistegina lessonii* D'ORB., *Discorbis mira* CUSH., *Streblus beccarii* L., parmi les Ostracodes celle des *Cyamocytheridea* et des *Neocyprideis*. Ce niveau, un peu plus marin que le précédent, permet de situer sa genèse en bordure de la côte.

Le sédiment jusqu'alors essentiellement marneux passe à des calcaires. Le niveau précédent (41,6 à 42,30 m) constitue d'ailleurs un faciès de transition par sa lithologie.

— De 37,3 à 41,6 m se situent des calcaires blanchâtres contenant à la base (40,9 à 41,6 m) des rognons de silex. Ce sédiment est un calcaire très fin, très homogène, assez dur.

— Les horizons un peu marneux ont livré une microfaune relativement riche. C'est ainsi que de 40 à 40,9 m, parmi les 13 espèces de Foraminifères rencontrées, les formes abondantes sont toujours : *Elphidium macellum* FICHTEL et MOLL, *Amphistegina lessonii* D'ORB. et *Discorbis mira* CUSH. Les Ostracodes sont nombreux : 16 espèces parmi lesquelles *Echinocythereis scabra* VON MÜNSTER, *Hemicythere deformis* REUSS, *Bradleya haidingeri* REUSS, *Aurila trigonula* JONES, *Xestoleberis glabrescens* REUSS, *Cytherella fischeri* TERQUEM, illustrent cet horizon et permettent de lui attribuer un milieu de formation franchement marin et littoral.

La microfaune diminue alors progressivement et passe vers 37,3 à 39 m à un ensemble saumâtre. Les Foraminifères, représentés par 7 espèces, se limitent pratiquement aux formes résistant à la dessalure : *Discorbis mira* CUSH. et *Streblus beccarii* L. ; les Ostracodes sont caractérisés par des *Neocyprideis fortisensis* KEY, *Cyprideis sp.* aux affinités saumâtres incontestables.

Comparée à la période équivalente dans le forage de Cudos (bourg), cette phase marine inférieure se caractérise par des oscillations répétées de la ligne de rivage. Celles-ci sont illustrées d'une manière particulièrement nette par les Ostracodes sur lesquels retentissent directement les variations de la salinité. La diminution du nombre d'espèces et le relais des espèces sont souvent très rapides et sensibles d'un niveau à l'autre. Cette variabilité des caractères sédimentaires de la phase marine inférieure de Grignols s'accorde avec la situation géographique de ce forage, situé à l'Est du Bazadais et vraisemblablement assez près de la limite orientale d'extension de la mer miocène.

2. *La phase lacustre médiane* se situe de 35,4 à 37,2 m de profondeur.

— De 36,2 à 37,2 m, le dépôt est très voisin des horizons sous-jacents : calcaire jaunâtre très dur contenant par endroits des rognons de silex. L'examen microscopique de ce calcaire a révélé la présence de quelques oogones de Characées. Il s'agit là d'un niveau lacustre représentant le terme final de la dessalure progressive des couches précédentes.

— Au-dessus, de 35,4 à 36,2 m, se localise une argile ligniteuse à rognons de calcaire blanchâtre, qui est le reflet d'une sédimentation tranquille voire résiduelle, en eaux très peu profondes.

3. *La phase marine supérieure* se situe à Grignols de 23 à 35,4 m de profondeur. D'une puissance plus réduite que la phase marine inférieure, elle présente des caractères d'instabilité marine encore plus marqués.

Reposant directement sur les argiles lacustres, se localise, de 32,7 à 35,4 m, un calcaire blanchâtre faiblement

marneux. Les Foraminifères sont assez rares et réduits à 7 espèces (*Elphidium macellum* FICHEL et MOLL, *Streblus beccarii* L.). Par contre les Ostracodes sont nombreux : citons notamment *Aurila trigonula* JONES, *Loxococoncha punctatella* REUSS, *Xestoleberis glabrescens* REUSS, *Hemicythere deformis* REUSS localisés dans des faciès marins littoraux et *Basslerites bosqueti* KEY pouvant présenter quelques affinités saumâtres. Cette couche témoigne donc d'un retour brusque de la mer, mais de courte durée puisque l'horizon situé immédiatement au-dessus (29,40 à 32,7 m) n'a livré aucune microfaune. C'est un calcaire marneux blanchâtre taché de beige. Terminant cette phase, de 23 à 29,4 m, un niveau d'argile verte bigarrée d'ocre et contenant des débris calcaires blancs a permis de recueillir quelques rares Foraminifères très usés. Cette microfaune n'est sans doute pas en place et provient de la reprise des terrains déjà déposés. Cette couche terminale du Miocène de Grignols est probablement continentale.

Ainsi, sur une couche marine très côtière à la base reposent des niveaux lacustres ou continentaux témoignant de la régression définitive du Miocène dans cette zone.

III. CAPTIEUX (bourg)⁴. — Situé à une dizaine de kilomètres au S de Cudos et profond de 80 m, ce forage a traversé successivement des terrains quaternaire, pliocène et miocène. La sonde s'est arrêtée dans cette formation après en avoir traversé probablement la majeure partie. Le Miocène est illustré à la base par un ensemble marin allant de 36,75 à 80 m, puis par un horizon lacustre de 31 à 36,75 m et enfin par des dépôts continentaux de 12 à 31 m.

1. La phase marine inférieure correspond aux dépôts de la base (36,75 à 80 m). Il est possible de distinguer deux couches marneuses :

— De 76 à 80 m, ce sont des marnes verdâtres veinées d'ocre avec quelques gravillons siliceux. La microfaune (Foraminifères et Ostracodes) est assez riche. 40 espèces de Foraminifères ont été reconnues mais seules 7 d'entre elles sont abondantes. Ce sont : *Nonion boueanum* D'ORB., *N. tuberculatum* D'ORB., *Rotalia armata* D'ORB., *Streblus beccarii* L., *Asterigerina planorbis* D'ORB., *Cibicides boueanus* D'ORB. et *C. cf. ungerianus* D'ORB. Les Ostracodes sont représentés en majeure partie par des espèces marines : *Falunia plicatula* REUSS, *Cytherella fischeri* TERQ., *Bradleya macropora* BOSQUET, auxquelles s'ajoutent quelques formes témoignant d'une influence saumâtre passagère : *Neocyprideis fortisensis* KEY, *Cyprideis aff. glabra* GOERLICH, *Cytheridea* sp.

— De 73 à 76 m, dans des marnes vert jaune très voisines de celles du niveau sous-jacent, les Foraminifères sont représentés par 31 espèces et notamment : *Nonion boueanum* D'ORB., *Discorbis mira* CUSH., *Asterigerina planorbis* D'ORB. et de nombreuses *Miogypsina* sp. Les Ostracodes, plus nombreux que dans l'horizon précédent (13 espèces), indiquent un biotope nettement marin, mais très littoral. Les principales espèces rencontrées sont les suivantes : *Neocyprideis fortisensis* KEY, *Hemicythere deformis* REUSS, *Cyamocytheridea strigulosa* BOSQUET, *Loxococoncha punctatella* REUSS, *Echinocythereis scabra* VON MÜNSTER.

A ces deux niveaux marneux fait suite, de 31 à 73 m, un sable calcaire grisâtre comprenant deux couches distinctes :

— De 50 à 73 m, les Foraminifères (19 espèces) sont caractérisés par *Nonion boueanum* D'ORB., *Discorbis mira* CUSH., *Elphidium macellum* FICHEL et MOLL et *Nonion dollfusi* CUSH. La présence de cette dernière espèce semble liée au faciès calcaire où son développement paraît plus aisé ; à Cudos (bourg), nous avons déjà noté son abondance dans les couches calcaires de la phase marine inférieure. Les Ostracodes plus difficilement identifiables dans ce faciès assez cristallisé, sont illustrés par des formes marines mais très côtières (*Cyamocytheridea*, *Krithe*). Cette couche contient donc une microfaune paraissant moins riche que dans les niveaux sous-jacents. Il semble toutefois que cet horizon soit marin, la diminution du pourcentage de faune étant sans doute liée au changement de faciès.

— De 36,75 à 50 m, le faciès restant toujours calcaire, la microfaune devient assez rare. Les Foraminifères notamment se réduisent à 3 espèces très pauvrement représentées. Parmi les Ostracodes, les formes franchement saumâtres prédominent avec les espèces suivantes : *Neocyprideis fortisensis* KEY, *Cyprideis aff. glabra* GOERLICH, *Cyprideis* sp.

Cette couche termine la phase marine inférieure à Captieux. Cette phase comprend donc des marnes à microfaune marine, puis des calcaires marins à la base, passant au sommet à des niveaux saumâtres.

2. La phase lacustre (de 31 à 36,75 m) est calcaire. Le sédiment contient des Limnées, des oogones de Characées et quelques rares Ostracodes à affinités saumâtres (*Neocyprideis*, *Cyprideis*).

3. Recouvrant cette couche lacustre se développe une sédimentation continentale assez importante, illustrée d'abord par des marnes verdâtres sableuses (de 20 à 31 m), puis par des calcaires marno-sableux (de 12 à 20 m). Ces formations sont les équivalents latéraux de la phase marine supérieure rencontrée dans les coupes des forages de Cudos (bourg) et de Grignols.

L'absence de la phase marine supérieure à Captieux, remplacée par des dépôts continentaux, s'explique par l'existence d'un accident tectonique ayant influencé directement la zone envisagée. Mis en évidence par un forage situé plus à l'Ouest [Caralp et Vigneaux, 1959 a], l'anticlinal de Callen, orienté probablement E-W, s'érige dès la fin de la phase marine inférieure. Il constitue une sorte de barrière émergée qui intéresse la région de Captieux à la fin de la phase lacustre, et où seules des formations continentales se déposent.

CONCLUSIONS. — L'étude lithologique et faunistique de ces trois coupes, ainsi que les

4. x = 392,8 ; y = 224,8 ; z = 95.

renseignements fournis dans d'autres forages réalisés dans le Bazadais, montre bien l'existence de trois phases de sédimentation miocène dont les caractères généraux sont les suivants :

La phase marine inférieure est de loin la plus importante dans les trois forages. Elle présente toujours un horizon bien marin mais généralement littoral, puis des couches témoignant d'une salinité diminuée, conséquence directe des variations locales des lignes de rivage. Les faciès sont de 2 sortes :

— faciès argilo-marneux à la base, dans tous les forages, avec une microfaune assez riche, marine, littorale ou côtière avec des influences saumâtres plus ou moins nettes. Assez limité à Cudos (bourg) et Captieux (bourg), ce faciès est développé au maximum à Grignols où il constitue la majeure partie de cette phase ;

— faciès calcaire au-dessus, soit grisâtre bien cristallisé comme à Cudos (bourg) et Captieux (bourg) avec une microfaune moins riche que dans les argiles sous-jacentes, soit blanchâtre un peu plus marneux et siliceux à Grignols, présentant de toutes façons une notable dessature au sommet.

La phase lacustre médiane est illustrée généralement par deux horizons lithologiques dis-

tincts : des calcaires gris blanchâtre, puis des argiles résiduelles souvent ligniteuses, indice d'une sédimentation tranquille. Cet épisode est très net à Cudos (bourg) et Grignols où il sépare les deux phases marines qui l'entourent. A Captieux, il termine la phase marine inférieure et passe au-dessus à des dépôts continentaux marneux.

La phase marine supérieure d'une puissance toujours assez réduite est la plus variable. Elle est généralement calcaire (Cudos) ou calcaréo-marneuse (Grignols). D'un niveau à l'autre, la faune varie beaucoup ressentant directement les fluctuations rapides de cet épisode assez instable. Les modifications de cette phase peuvent être liées à des causes tectoniques : à Captieux, cette dernière transgression n'arrive pas à submerger cette région légèrement soulevée par rapport aux territoires voisins et reçoit des dépôts continentaux argilo-marneux. L'absence de cette phase peut être réelle et due au non-dépôt des couches (sur l'anticlinal de Callen), ou apparente et due à une érosion locale (Bazas ou Villandraut) donnant généralement en affleurements les dépôts manquant en forages.

Bibliographie.

- CARALP M. (1958). — Le sous-sols du Bazadais. Étude micropaléontologique et stratigraphique. Thèse Géologie approfondie, Fac. Sc. Bordeaux, 247 p., 14 pl.
 CARALP M. et VIGNEAUX M. (1959 a). — Une nouvelle zone anticlinale aquitaine dans le Bazadais. *C. R. Ac. Sc*, t. 249, p. 1777-1779.

- (1959 b). — Les phases sédimentaires du Miocène du Bazadais. *Ibid.*, t. 249, p. 2588-2590.
 — (1959 c). — La géologie du Bazadais. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, vol. 98, 5 déc., 23 p., à paraître.

Détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques

par Georges MACHERAS*.

Sommaire. — Étant donnée une série de roches éruptives dont on possède les analyses chimiques, la question se pose souvent d'apprécier si elles appartiennent ou non à une série différenciée. On y répond en général en construisant une collection de courbes de variation des teneurs en oxydes en fonction de la teneur en silice. Nous avons essayé d'obtenir le même résultat au moyen d'une seule courbe de variation, représentant la « densité calculée » de chacune des roches de la série.

Méthode.

Nous considérons pour chaque roche une « densité idéale » et une « densité calculée », qui diffèrent toutes deux de la densité réelle telle qu'on pourrait la mesurer au laboratoire sur un échantillon moyen de la roche. Nous caractériserons chaque roche dont nous voulons étudier la différenciation, par l'écart entre les deux valeurs ci-dessus. Nous verrons que cet écart suit une variation linéaire en fonction de la teneur en silice pour les séries de roches appartenant à une même différenciation.

Densité idéale. La densité idéale d'une roche éruptive est considérée comme une fonction linéaire de la teneur en silice, en admettant qu'une roche de teneur en silice de 75 % a une densité 2,6 et une roche à teneur en silice de 40 % a une densité 3,3.

Dans ces conditions, en portant en x la teneur en silice et en y la densité, la droite D, représentant la variation de la densité idéale, a pour expression :

$$\frac{x}{205} + \frac{y}{4,1} = 1 \quad \text{et sa pente} \quad p = \frac{4,1}{205} = -0,02$$

On a construit un *diagramme de base*, figurant cette droite D (n° 5 sur la fig. 1) et une série de droites parallèles obtenues en décalant les densités de 0,1 en 0,1. Ce diagramme servira à placer les points figuratifs des roches étudiées, en y reportant leurs « densités calculées » (ou mieux, la moyenne entre la densité calculée et la densité idéale prise sur la droite D).

Densité calculée. On part de l'analyse chimique de la roche. On prend une masse de

roche égale à 100, représentant la somme des masses des oxydes analysés (c'est-à-dire des pourcentages pondéraux de ces oxydes). On divise cette masse par la somme des volumes des divers oxydes analysés, et ceci donne la densité en question. Pour obtenir le volume de chaque oxyde, on divise le pourcentage de cet oxyde dans l'analyse par la densité de sa matière à l'état solide, telle qu'elle est connue par ailleurs.

Le tableau ci-dessous indique les densités des principaux oxydes.

	d		d
SiO ₂	2,65	MgO	3,62
TiO ₂	4,17	CaO	3,4
Al ₂ O ₃	4	Na ₂ O	2,27
Fe ₂ O ₃	5,24	K ₂ O	2,32
FeO	5,7	P ₂ O ₅	2,39
MnO	5,43		

Report sur le diagramme de base. Pour chaque roche on prend la moyenne de la densité calculée de la roche et de la densité idéale correspondante relevée sur la droite D. On obtient l'ordonnée du point figuratif qu'on reporte sur le diagramme. Cette moyenne a pour but d'avoir des courbes plus régulières que si l'on se bornait à porter la valeur de la densité calculée.

* Note présentée à la séance du 1^{er} février 1960. Je tiens à adresser mes vifs remerciements à M. E. Raguin qui a facilité mon travail en me procurant les documents utiles et en me guidant par ses observations.

Quelques exemples d'application.

Il est évident que l'ordonnée portée sur le diagramme est symbolique et que la densité calculée peut être moins grande ou plus grande que la densité idéale de la roche et, bien entendu, que la densité réelle. Le chiffre obtenu reflète la répartition des proportions relatives des oxydes constitutifs, pour une teneur donnée de silice.

L'expérience montre que, si l'on porte les points figuratifs d'un grand nombre de roches prises au hasard, ils se placent sur le diagramme dans une bande large allongée suivant la droite de référence D, de part et d'autre de cette droite (fig. 1).

Mais si l'on prend toutes les roches d'une série différenciée déterminée, la bande devient très

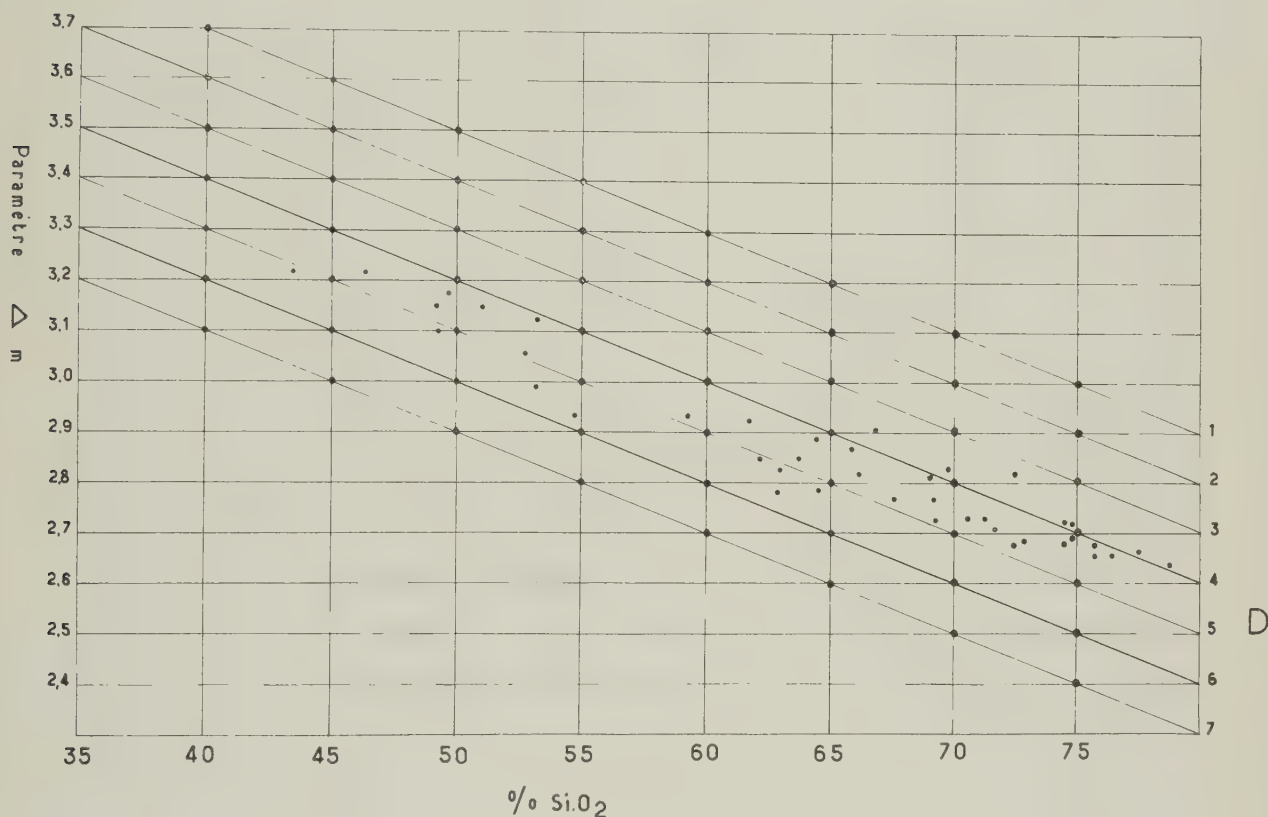


FIG. 1. — Diagramme de différentes roches basiques et acides prises au hasard (d'après CLARKE-WASHINGTON et RINE).

étroite et pratiquement assimilable à une droite D' située au-dessus ou au-dessous de D et pouvant faire un certain angle avec D. Quelques exemples de séries différenciées classiques ont été calculées de cette manière et permettent de voir le bien-fondé de cette méthode. Ces séries sont celles étudiées en 1957 par M. B. Choubert¹; les analyses sont tirées de son mémoire.

1. CALIFORNIE MÉRIDIONALE (d'après S. Larsen²) (tabl. 1, fig. 2). Il s'agit d'un immense

batholite d'âge crétacé, dont l'intrusion s'est produite au cours du plissement de la Cordillère des Andes, à cheval sur la Californie des États-Unis.

1. CHOUBERT B. (1957) : Corrélation entre le nombre et l'encombrement spatial des atomes dans une venue magmatique. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXVI, n° 79, 86 p., 8 pl., tabl.

2. LARSEN S. (1948) : Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey Quadrangles Southern California. *Mem. geol. Soc. America*, n° 29.

SiO ₂	73,60	74,46	76,54	74,77	72,58	72,94	70,80	69,78	55,14	60,41	45,78	44,66	62,93	57,14	52,12	42,86	47,22	48,16
TiO ₂	0,18	0,18	0,19	0,19	0,30	0,26	0,36	0,52	0,93	0,68	5,13	0,96	0,86	0,96	0,33	0,18	1,60	0,76
Al ₂ O ₃	13,84	13,08	14,86	14,20	14,42	14,06	15,01	14,60	17,83	20,02	15,59	22,87	15,98	17,48	20,88	24,94	18,18	19,66
Fe ₂ O ₃	0,03	1,41	0,59	0,38	0,65	1,18	1,11	1,91	2,07	0,29	1,89	3,88	1,02	2,58	0,34	2,13	6,14	1,33
FeO.....	1,53	0,85	4,22	1,25	2,36	1,42	2,00	2,27	6,59	4,53	10,92	6,44	4,84	3,58	6,52	6,14	7,89	5,06
MnO.....	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,09	0,07	0,17	0,11	0,10	0,08	0,09	0,06	0,18	0,14
MgO.....	0,29	0,39	0,30	0,43	0,07	1,04	0,76	1,36	4,16	4,66	7,20	5,22	2,59	3,95	6,90	9,28	4,93	7,59
CaO.....	1,34	4,32	1,10	2,43	2,44	2,34	2,82	3,98	7,46	5,48	11,92	14,56	5,59	6,48	10,14	13,08	10,46	13,46
Na ₂ O.....	3,74	2,90	3,06	3,37	3,91	2,70	3,76	3,46	3,10	4,41	1,00	1,08	3,60	2,94	2,40	0,76	2,74	1,88
K ₂ O.....	4,27	5,04	4,29	3,30	2,84	4,24	2,88	1,86	1,36	1,60	0,42	0,07	1,59	0,89	0,25	0,09	0,13	0,31
P ₂ O ₅	0,02	2,70	0,02	2,71	2,74	2,73	0,04	0,11	0,11	2,93	3,24	3,23	0,16	0,04	3,09	3,24	3,48	3,15
Σm.....	2,71						2,76	2,79	3,03				2,89	3,01				

TABLEAU 1. — Californie méridionale.

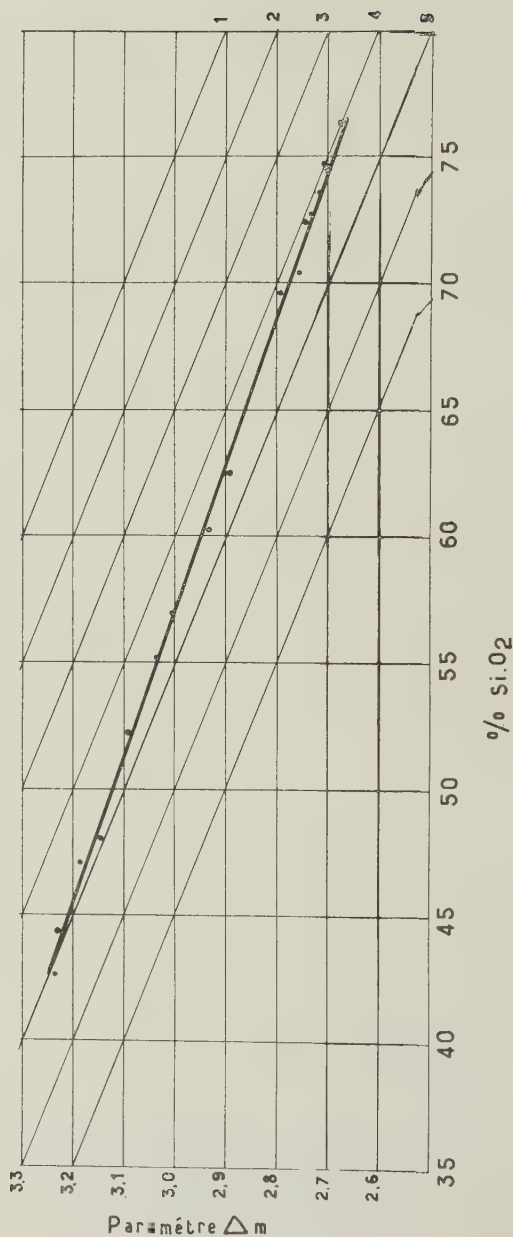


FIG. 2. — Batholite de Californie méridionale.

	HUALALAI			KILAUEA			MAUNA-KEA			KILAUEA→						
SiO ₂	62,02	48,04	47,69	46,01	47,25	49,33	50,07	46,50	51,06	47,19	48,42	49,72	50,09	46,57	51	46,59
TiO ₂	0,31	3,13	2,79	1,80	1,61	2,85	2,70	1,70	3,59	2,27	3,25	3,05	2,47	1,67	2,33	1,83
Al ₂ O ₃	18,71	15,35	16,92	15,40	9,07	11,57	13,22	9,37	12,91	10,95	13,97	16,39	19,49	7,81	13,03	7,69
Fe ₂ O ₃	4,30	5,72	3,69	4,22	1,45	2,31	1,92	2,47	1,33	3,31	4,17	7,58	8,73	2,40	1,83	2,20
FeO.....	0,10	7,67	8,83	8,15	10,41	9,48	9,28	10,79	9,63	10,21	9,57	3,98	8,47	8,91	10,02	10,46
MnO.....	0,15	0,10	0,13	0,08	0,13	0,14	0,16	0,11	0,16	0,16	0,17	0,23	0,15	0,13	0,18	0,18
MgO.....	0,40	5,77	4,02	13,25	19,96	12,41	8,01	21,00	8,09	10,52	4,61	4,06	4,33	19,74	6,76	21,79
CaO.....	0,86	10,13	10,73	10,74	7,88	9,14	10,64	6,25	11,03	9,73	8,86	7,17	6,92	10,65	12,40	7,41
Na ₂ O.....	6,90	3,26	2,89	2,30	1,38	2,20	2,16	1,52	1,92	4,69	3,30	4,12	4,82	1,70	2,02	1,33
K ₂ O.....	4,93	0,79	1,17	0,67	0,35	0,44	0,45	0,22	0,43	0,93	1,29	1,93	1,93	0,33	0,14	0,28
P ₂ O ₅	0,21	0,33	0,67	0,62	0,21	0,57	0,26	0,10	0,22	0,55	0,91	0,87	0,78	0,34	0,35	0,11
Δm.....	2,93	3,15	3,16	3,17	3,08	3,03	3,01	3,08	2,99	3,04	3,03	2,98	2,94	3,07	3,00	3,08

	KOHALA			MAUNA-LOA		
SiO ₂	58,06	47,31	49,09	51,90	49,24	50,41
TiO ₂	1,88	4,84	2,66	4,89	3,70	2,26
Al ₂ O ₃	18,21	17,96	15,15	11,69	13,51	12,37
Fe ₂ O ₃	4,87	12,64	2,95	2,24	3,86	1,97
FeO.....	2,01	7,44	10,22	8,84	8,88	9,56
MnO.....	0,36	0,11	0,09	0,11	0,12	0,06
MgO.....	1,59	3,97	4,94	7,37	5,90	7,68
CaO.....	3,29	6,69	8,47	9,87	10,44	12,56
Na ₂ O.....	6,12	3,67	4,63	2,07	2,40	1,68
K ₂ O.....	2,75	1,10	1,31	0,41	0,46	0,40
O ₂ O ₂	0,65	1,05	0,80	0,28	0,17	0,57
Δm.....	2,93	3,16	3,12	3,10	3,14	3,12

	MAUNA-LOA		
SiO ₂	52,14	48,57	51,55
TiO ₂	2,20	1,48	3,37
Al ₂ O ₃	13,60	10,51	10,75
Fe ₂ O ₃	2,31	2,19	3,92
FeO.....	8,80	9,45	9,38
MnO.....	0,07	0,16	0,05
MgO.....	7,26	17,53	9,80
CaO.....	10,14	8,06	10,38
Na ₂ O.....	2,02	1,59	2,54
K ₂ O.....	0,48	0,34	0,34
O ₂ O ₂	0,29	0,19	0,18
Δm.....	3,09	3,16	3,15

TABLEAU 2. — Picrite-basalte-andésites de l'île Hawaï.

On voit que les roches : granites, granodiorites, tonalites, gabbros proviennent de la différenciation d'un seul magma avec les caractéristiques suivantes :

$$p = -0,016 \text{ et } \frac{x}{243,7} + \frac{y}{3,92} = 1.$$

2. PICRITES-BASALTES-ANDÉSITES DE L'ÎLE DE HAWAÏ (d'après G. A. Mac Donald ³) (tabl. 2, fig. 3).

Comme on le voit sur le diagramme, il existe plusieurs venues avec les caractéristiques suivantes :

1) Mauna-Loa-Hualalai : $p = -0,015$

et $\frac{x}{258} + \frac{y}{3,87} = 1.$

2) Kohala : $p = 0,020$ et $\frac{x}{205} + \frac{y}{4,1} = 1.$

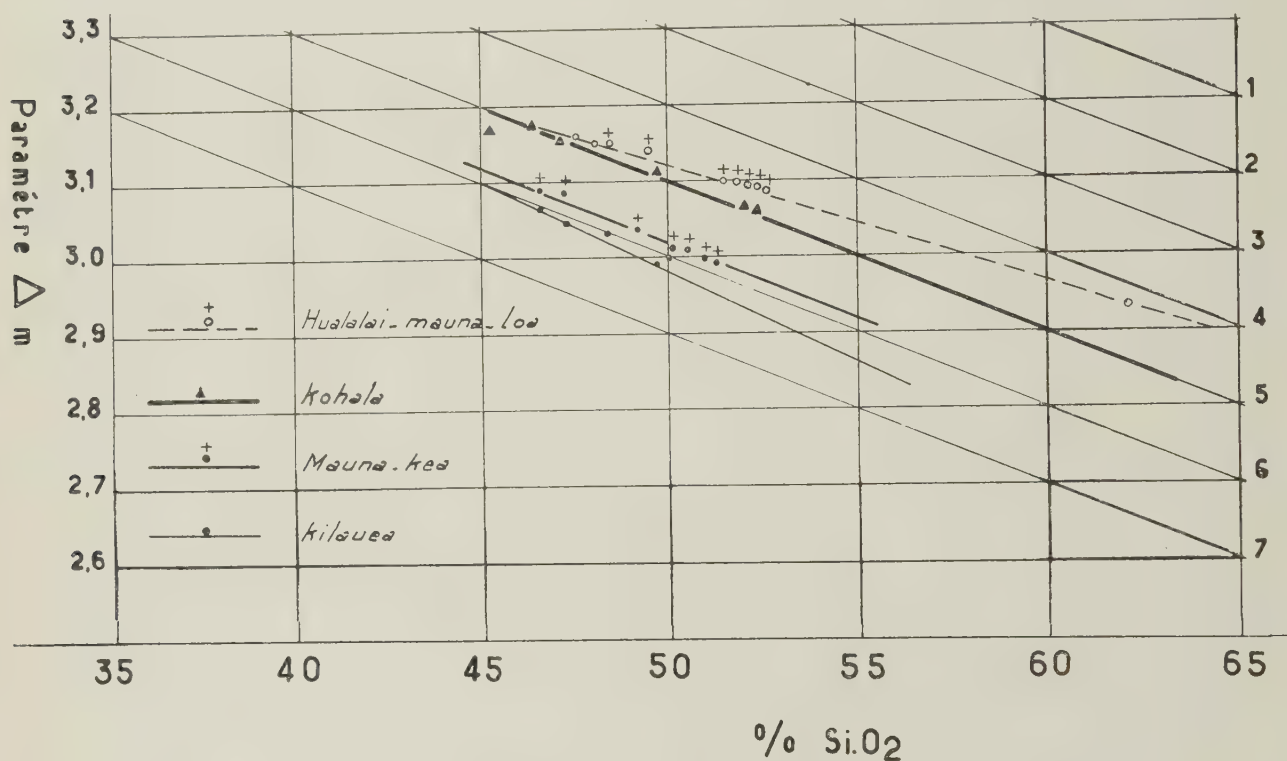


FIG. 3. — Picrites-basaltes-andésites de l'île Hawaï.

3) Kilauea : $p = 0,020$ et $\frac{x}{201} + \frac{y}{4,02} = 1.$

4) Mauna-Kea : $p = -0,025$

et $\frac{x}{169} + \frac{y}{4,22} = 1.$

4. BASALTES-OCÉANITES ET ROCHES ASSOCIÉES DE L'ÎLE DE LA RÉUNION (d'après A. Lacroix ⁴) (tabl. 3 et fig. 4).

D'après le diagramme, ces roches appartiennent à une même venue avec les caractéristiques suivantes :

$$p = -0,020 \text{ et } \frac{x}{205} + \frac{y}{4,1} = 1.$$

5. GABBROS-ANORTHOSITES ET GRANITES DE ADIRONDACK (d'après A. F. Buddington ⁵ et R. Balk ⁶) (tabl. 4 et fig. 5).

3. MAC DONALD G. A. (1949) : Petrography of the island of Hawaï. *Prof. Paper U. S. geol. Survey*, n° 214 D.

4. LACROIX A. (1936) : Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits, Paris, Gauthier-Villard. — (1940) : Sur la production de basalte et d'océcite au cours d'une éruption du volcan actif (piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion. *Bull. volcan.*, sér. II, t. VII.

5. BUDDINGTON A. F. (1939) : Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Mem. geol. Soc. America*, n° 7.

6. BALK R. (1930) : Structural survey of the Adirondack anorthosite. *Journ. Geol.*, vol. 38, p. 289-302.

	PITON DE LA FOURNAISE								PITON DES NEIGES							
SiO ₂	47,38	46,77	49,86	43,28	41,68	47,58	45,82	44,73	61,49	58,16	64,01	68,08	48,48	44,92	46,27	45,52
TiO ₂	3,65	1,46	3,54	3,81	0,49	3,22	2,40	0,49	0,51	1,26	1,66	0,60	3,62	3,16	2,98	2,18
Al ₂ O ₃	11,51	14,55	14,08	13,58	6,28	12,76	12,26	13,30	18,25	17,62	13,96	11,61	14,69	13,86	18,43	8,73
Fe ₂ O ₃	5,17	1,94	1,09	5,43	2,64	2,13	0,79	5,42	1,77	2,75	7,31	3,32	1,77	3,53	3,98	2,24
FeO.....	8,49	6,70	10,63	8,03	9,32	9,78	11,32	6,95	3,13	4,43	0,20	2,53	10,41	7,66	8,22	9,78
MnO.....			0,11			0,13	0,15			0,17		0,20	0,12	0,10		0,09
MgO.....	6,87	12,74	6,11	7,63	29,65	9,57	15,21	9,12	0,41	1,36	0,02	0,10	3,38	6,01	3,75	19,80
CaO.....	11,43	13,34	11,78	13,19	7,28	11,56	9,34	14,16	1,65	3,52	1,02	1,04	8,48	12,80	12,33	8,20
Na ₂ O.....	2,02	1,47	2,02	2,04	0,44	2,18	1,41	1,66	6,78	6,86	5,30	6,01	3,14	1,87	2,58	1,83
K ₂ O.....	1,76	0,54	0,83	0,66	0,46	0,70	0,74	0,60	5,47	2,76	5,10	4,19	1,39	0,46	0,96	0,52
P ₂ O ₅	0,52	0,18	0,07	0,41	0,06	0,07	0,10	0,16	0,09	0,26	0,08		0,05	0,08	0,33	0,05
Δm.....	3,16	3,16	3,12	3,23	3,26			3,20	2,87	2,96	2,84	2,77	3,12	3,19	3,17	3,17

TABLEAU 3. — Basaltes-océanites et roches associées de l'île de la Réunion.

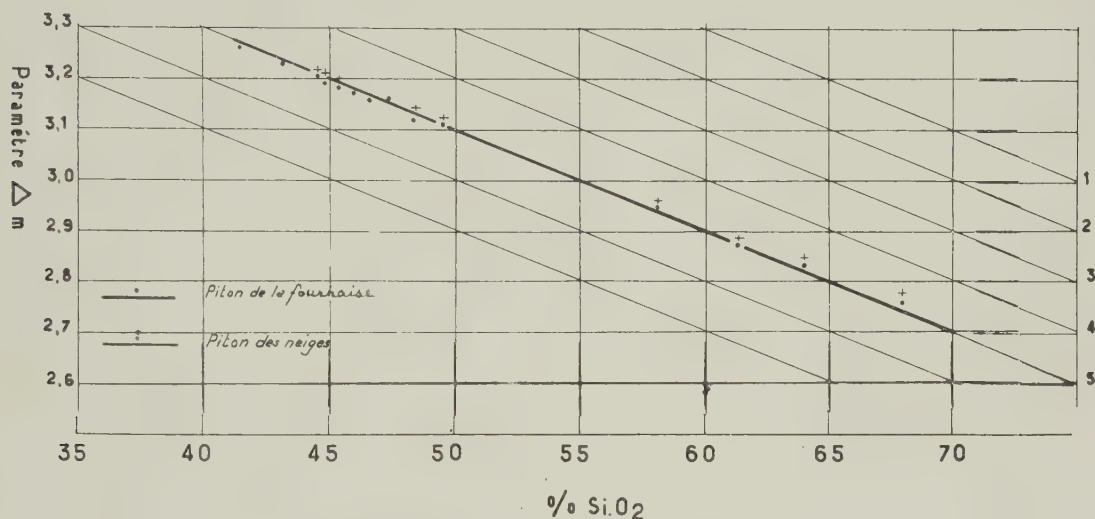


FIG. 4. — Basaltes-océanites et roches associées de l'île de la Réunion.

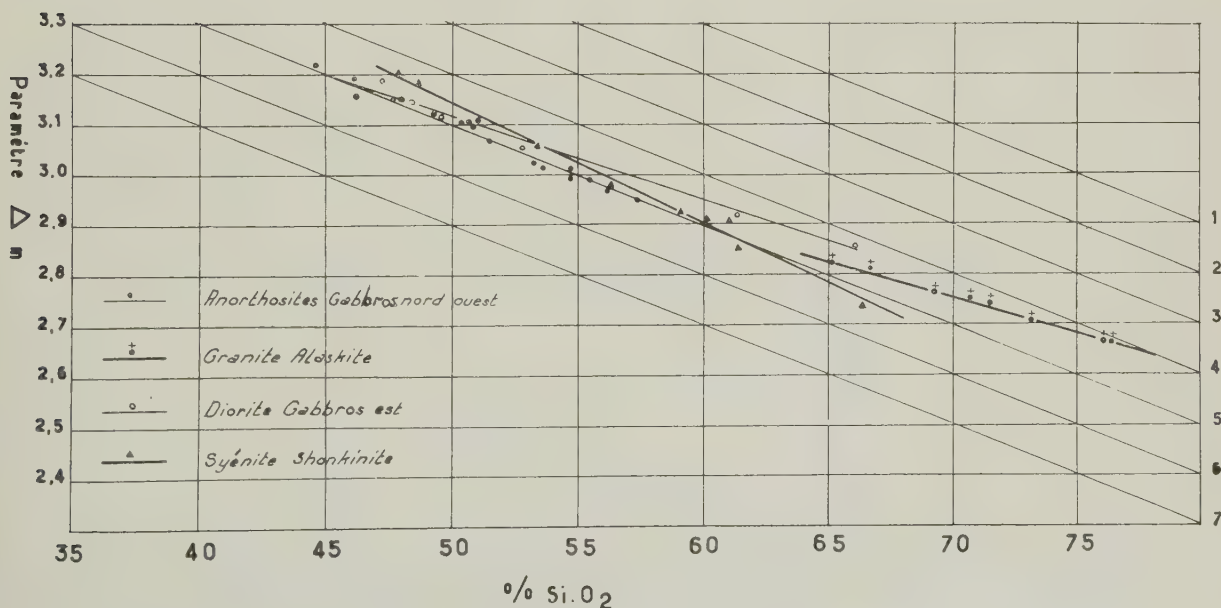


FIG. 5. — Gabbros-anorthosites et granites de l'Adirondack.

Le diagramme montre que la région contient quatre venues indépendantes. Ces venues se présentent avec les caractéristiques suivantes :

1) Anorthosites-gabbros nord-ouest :

$$p = -0,020 \text{ et } \frac{x}{205} + \frac{y}{4,1} = 1.$$

2) Granites-alaskites :

$$p = -0,016 \text{ et } \frac{x}{241,2} + \frac{y}{3,87} = 1.$$

3) Diorites-gabbros est :

$$p = -0,017 \text{ et } \frac{x}{233,5} + \frac{y}{3,96} = 1.$$

4) Syénites-shonkinites :

$$p = -0,024 \text{ et } \frac{x}{181,2} + \frac{y}{4,35} = 1.$$

6. DIORITES ET GABBROS DE LA GUYANE FRANÇAISE (d'après B. Choubert ⁷) (tabl. 5 et fig. 6).

D'après le diagramme, les caractéristiques de cette venue sont :

$$p = -0,015 \text{ et } \frac{x}{258} + \frac{y}{3,87} = 1.$$

	DIORITES-GABBROS									
SiO ₂	51,86	49,23	52,97	50,40	45,70	48,56	52	50,18	44,16	
TiO ₂	1,34	0,69	0,72	0,57	1,88	1,85	1,78	2,28	0,92	
Al ₂ O ₃	13,18	9,33	8,48	21,05	13,78	14,52	14,15	13,57	23,26	
Fe ₂ O ₃	2,32	4,86	0,74	0,63	5,05	6,38	1,67	4,99	3,92	
FeO	10,92	5,57	10,97	6,51	10,76	9,78	11,11	11,62	6,17	
MnO	0,27	0,16	0,14	0,24	0,20	0,18	0,23	0,23	0,17	
MgO	5,30	14,17	15,88	6,72	7,04	5,30	5,06	3,16	3,75	
CaO	9,63	9,34	8,30	10,44	10,30	9,63	10,94	8,41	13,26	
Na ₂ O	2,26	3,81	1,06	1,71	2,70	2,02	1,81	2,20	2,75	
K ₂ O	1,14	1,18	0,12	0,81	1,13	1,03	0,51	1,35	0,93	
P ₂ O ₅	0,15	0,29		0,27	0,17	0,15	0,07	0,26	0,09	
Δm	3,11	3,11	3,07	3,12	3,21	3,17	3,11	3,15	3,205	

TABLEAU 5. — Diorites et gabbros de la Guyane française.

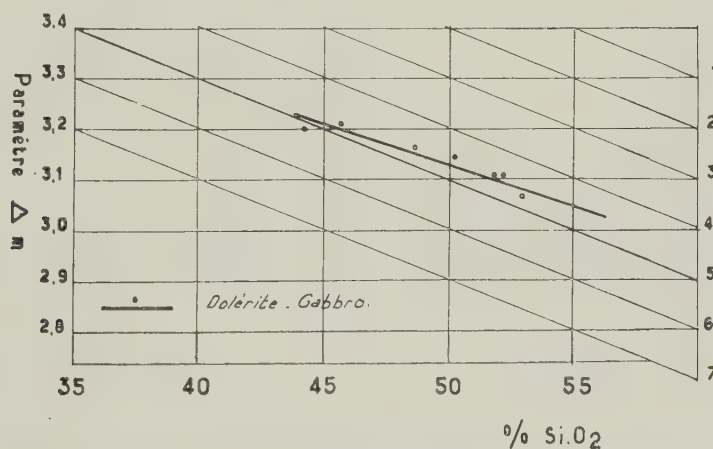


FIG. 6. — Diorites et gabbros de la Guyane française.
Lire diorite dans la légende du figuré.

Interprétation.

La somme des volumes des oxydes de l'analyse chimique de la roche (somme des proportions pondérales divisées par la densité de chaque oxyde) est une fonction linéaire de la

teneur X en silice, si, comme il arrive souvent dans les séries différenciées, les proportions

7. CHOUBERT B. (1957) : *Op. cit.*, p. 25-28.

pondérales des oxydes varient à peu près linéairement en fonction de X. La variation de la densité calculée, qui est l'inverse de la quantité précédente, suivra un arc d'hyperbole. L'expérience montre que cet arc est très tendu et assimilable à une droite D' dans l'intervalle des valeurs de X entre 35 et 80.

Mais, même quand les oxydes ne suivent pas une loi linéaire, il se fait une compensation dans les séries différenciées pour la somme des

volumes des oxydes. Par exemple nous avons calculé, pour la série différenciée de Californie, la variation des volumes de chaque oxyde en fonction de la teneur en silice. En totalisant les ordonnées pour chaque valeur de la silice, on voit que la courbe représentant la somme de ces ordonnées est voisine d'une droite, bien que les variations des volumes individuels présentent des irrégularités assez fortes pour certaines valeurs de la silice (fig. 7).

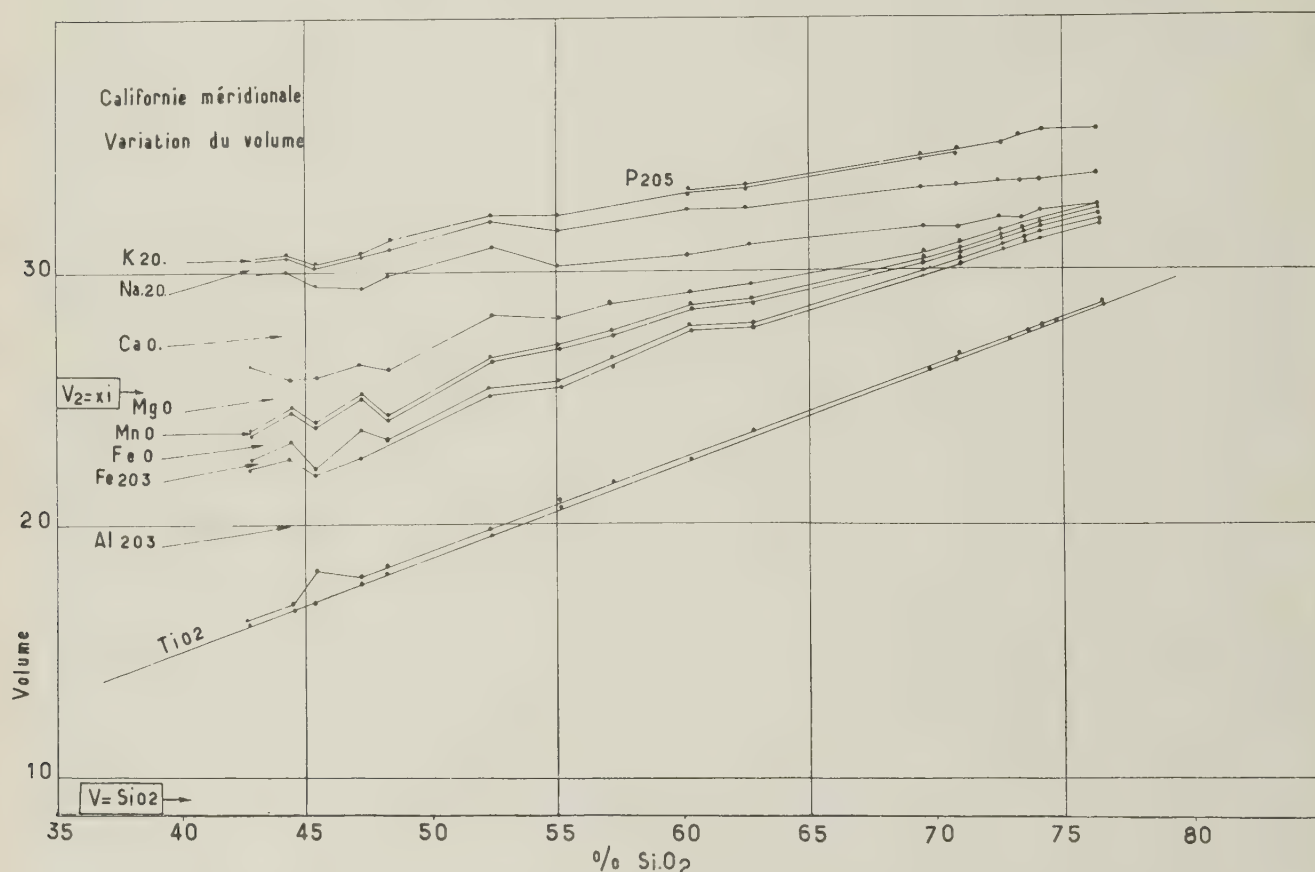


Fig. 7. — Variation des volumes des oxydes en fonction de la teneur en silice pour la série de Californie méridionale.

La position de la droite D' obtenue dans une série différenciée quelconque dépend de la nature et de la proportion des minéraux constitutifs.

Nous avons cherché à voir comment la nature des minéraux peut intervenir. Pour cela nous avons considéré les minéraux à l'état pur (olivine, pyroxène, amphibole, feldspath, biotite) en utilisant des séries d'analyses chimiques données par Carl Hintze⁸. Nous avons déter-

miné les « densités calculées » de ces minéraux et les moyennes entre celles-ci et les « densités idéales ». Nous avons reporté les points sur notre diagramme de base. Nous avons reporté aussi les densités réelles, données par Hintze pour chaque échantillon analysé. Les diagrammes obtenus appellent les remarques suivantes (fig. 8).

La comparaison avec les densités réelles fait

8. HINTZE C. (1904-1954) : Handbuch der Mineralogie, Berlin.

apparaître le caractère « condensé » ou peu « condensé » des minéraux. D'autre part les points obtenus (moyennes de densités calculées et idéales) se groupent suivant des lignes qui

ne s'écartent pas beaucoup de la droite de référence D. La biotite fait exception et s'écarte notablement. Enfin tous les minéraux, sauf les feldspaths, ont une dispersion de part et d'autre

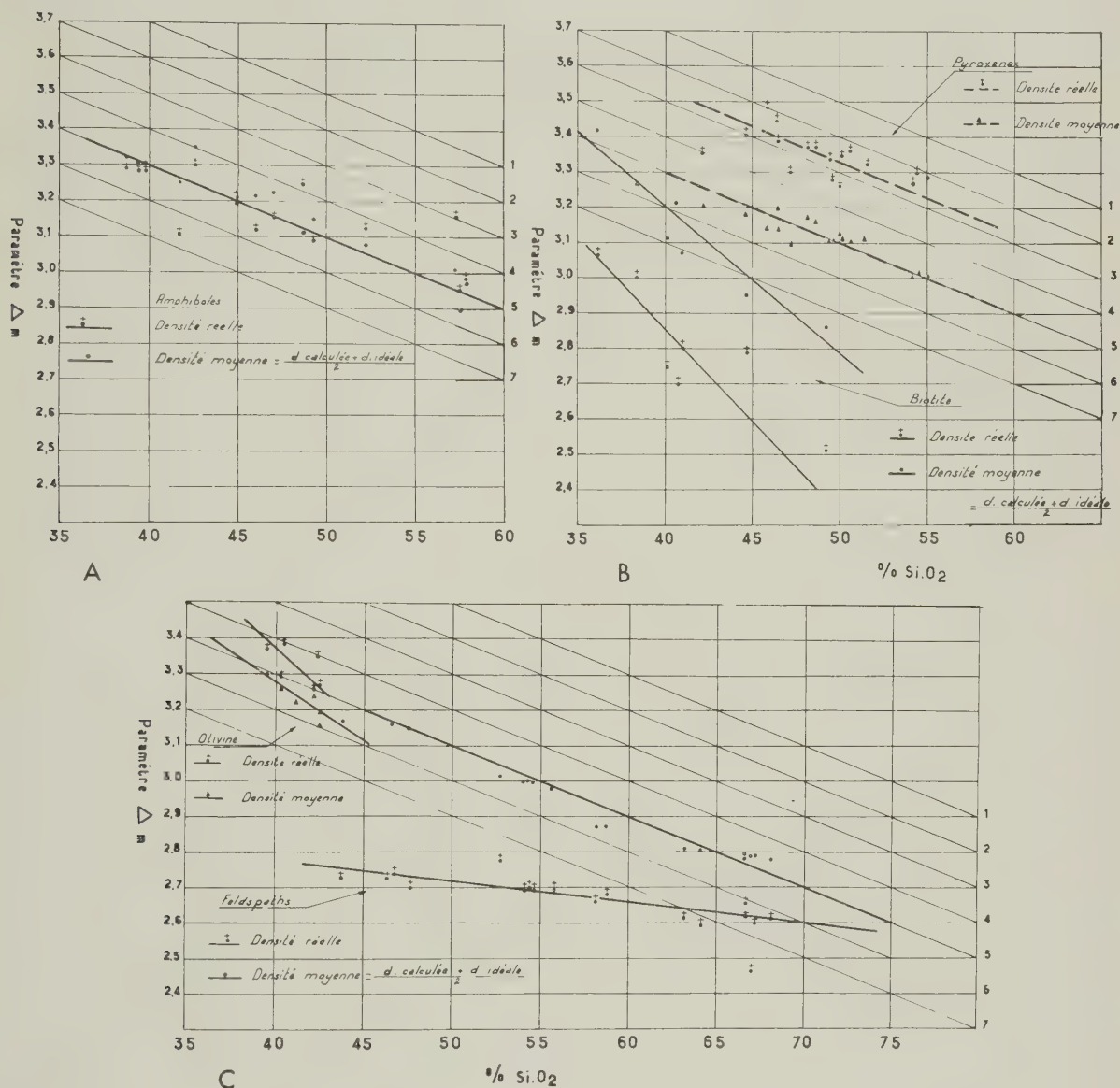


FIG. 8. — Comparaison des densités réelles et des densités moyennes.

A : amphiboles. — B : pyroxènes et biotite. — C : olivine et feldspaths.

de la droite D qui est du même ordre que la dispersion obtenue pour des roches quelconques (n'appartenant pas à des séries différenciées).

Par conséquent, ce qui paraît intervenir pour déplacer la droite D' par rapport à la

droite D, ce n'est pas le caractère condensé ou non des minéraux. Ce n'est pas non plus la proportion des minéraux leucocrates et mélano-crates. Par exemple, avec 50 % de SiO_2 , une roche toute en feldspath pourra donner une « den-

sité moyenne » (moyenne de la densité calculée et de la densité idéale) égale à 3,1, tout comme une roche formée uniquement de pyroxène.

Ce qui paraît intervenir, c'est d'une part la proportion de biotite, d'autre part la dispersion de « densité calculée » des minéraux constitutifs (autres que les feldspaths) qui contiennent

dans leur formule chimique plus ou moins d'oxydes légers ou lourds.

CONCLUSION. — Cette méthode de calcul et de représentation graphique nous paraît résoudre commodément, dans la plupart des cas, le problème proposé.

Observations sur l'Aptien et sur l'Albien des environs de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes)

par Gérard THOMEL *.

Sommaire. — L'étude détaillée du complexe des *marnes noires aptiennes* de l'auréole méridionale du dôme de Barrot a permis la découverte de faunes gargasienne et vraconienne au mur et au toit de cette série réputée azoïque.

Au S du dôme de Barrot, le Barrémien calcaire à *Costidiscus recticostatus* et *Lytoceras phestus* est surmonté par une série marneuse de teinte sombre à laquelle L. Bertrand [1896] a donné le nom de *marnes aptiennes* malgré l'absence de fossiles, par analogie avec les régions voisines.

Pour P. Bordet [1950], ces marnes « contiennent assez souvent des nodules de marcas-

site mais aucun fossile n'y a été rencontré. On ne peut donc pas fixer leur âge avec précision ; par comparaison avec ce que l'on a établi par ailleurs, il est très probable qu'elles représentent l'Aptien et peut-être la base de l'Albien ».

La découverte de fossiles à différents niveaux de cette série me permet d'en préciser la stratigraphie.

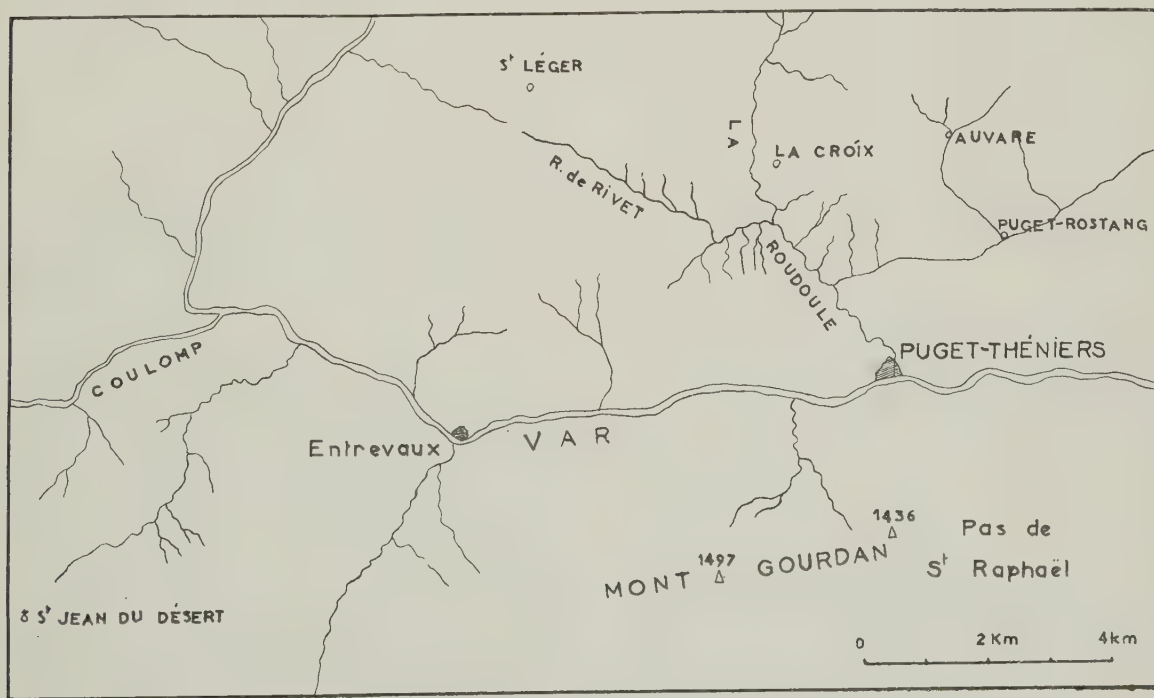


FIG. 1. — Croquis de situation des gisements.

Description des gisements.

A) SAINT-JEAN DU DÉSERT. — Près de la chapelle de Saint-Jean-du-Désert, au SW d'Entrevaux (B.-A.), les calcaires gris bleutés, durs, en bancs compacts, du Barrémien, sont surmontés par une série marneuse comprenant les termes suivants :

1) MARNES GRISES ET CALCAIRES MARNEUX GRIS BLEUTÉS (15-16 m). J'ai recueilli à ce niveau *Puzosia matheroni* D'ORB., espèce commune au Bédoulien et au Gargasien.

2) MARNES GRISES (30 m) riches en fossiles pyriteux à la base ; la partie supérieure, de teinte plus sombre, est à peu près stérile. Le niveau de base a fourni : *Hibolites semicanaliculatus* BL., *Duvalia* sp., *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* COQ., *Ph.* (*Salfeldiella*) *guettardi* RASP., *Ph. aptiense* SAYN, *Ph. moreli* D'ORB., *Lytoceras oblique-strangulatum* KIL., *Eogaudryceras numidum* (COQ.) *Eotetragonites jacobii* (KIL.) var. *ambigua* BRST., *Macroscaphites striatissulcatus* D'ORB., *Uhligella zurcheri* JAC., *Desmoceras inornatum* D'ORB., *Puzosia emerici* RASP. var. *strigosa* FALL., *Hoplites* sp., *Acanthoplites crassicosatus* D'ORB., *Chelonicerus martinii* (D'ORB.), *Ptychoceras laeve* MATH., *Turrilites* (?) sp., *Aconeceras nisus* (D'ORB.), *Rostellaria gargasensis* D'ORB., *Xenophorus* sp., *Avellana* sp., *Cerithium subspinosum* DESH., *Cer. sp. aff. sanctacrucis* PICT. et CAP., *Terebratulina* sp., *Rhynchonella gibbsiana* SOW., *Cycloseris* sp., Polypiers indéterminables.

Cette faune est remarquable par l'abondance des Gastéropodes et Lamellibranches (une dizaine d'espèces ; près de 200 échantillons) habituellement rares dans les gisements appartenant au type *oriental* du Gargasien [Kilian, 1888]. *Aconeceras nisus* (D'ORB.), signalée par Ch. Jacob [1907 b] à l'état d'échantillon unique à Angles (B.-A.), est représentée ici par une quarantaine d'individus.

Cependant, les Ammonites lisses abondent à Saint-Jean-du-Désert, et cette faune gargasienne est remarquable par un mélange en proportions égales de formes occidentales et orientales.

3) MARNES NOIRES (10 m) à *Hibolites semicanaliculatus* BL. à la base.

4) CALCAIRES GLAUCONIEUX ET MARNES GRISES (6 m). Ce niveau est riche en fossiles très mal conservés ; j'ai pu cependant reconnaître *Hibolites minimus* (LIST.), *Kossmatella* sp. aff. *agassizi* PICT. et ROUX var. in Jacob [1907 a, p. 21, pl. II, fig. 1, 2, 3 a et b], *Puzosia kiliani* FALL., *Terebratula* sp. de l'Albien inférieur ou moyen (= zones IV et V de Ch. Jacob).

Au-dessus, la coupe est masquée par la végétation.

B) SAINT-LÉGER. — En aval de Saint-Léger, sur la rive gauche du vallon des Vignasses, les calcaires durs, sans fossiles, du Barrémien, sont surmontés par une épaisse série marneuse :

1) CALCAIRES MARNEUX ET MARNES (20 m). Alternance régulière de bancs de calcaire marneux, clair, se délitant

en plaquettes sonores (20 à 50 cm) et d'interbancs marneux, bleutés, épais de 1 m en moyenne. Dans les lits marneux, j'ai recueilli quelques fossiles pyriteux du Gargasien : *Hibolites semicanaliculatus* BL., *Duvalia grasianus* DUV., *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* COQ., *Ph.* (*Salfeldiella*) *guettardi* RASP., *Ph. moreli* D'ORB., *Tetragonites blieuziensis* BRST., *Puzosia emerici* RASP. var. *strigosa* FALL., *Dufrenoya dufrenoyi* (D'ORB.), *Chelonicerus* sp. gr. *martinii* (D'ORB.), *Cerithium subspinosum* DESH., *Leda scapha* D'ORB., *Aucellina gryphoides* SOW., *Cycloseris* sp.

Cette faune est assez variée, mais la plupart des espèces sont à l'état d'échantillon unique.

2) MARNES GRISES (120 m) dans lesquelles j'ai pu distinguer deux zones fossilifères principales :

a) A la base (10 premiers mètres), la faune est très abondante et la conservation des échantillons est excellente. J'ai recueilli : *Hibolites semicanaliculatus* BL., *Duvalia* sp., *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* COQ., *Ph.* (*Salfeldiella*) *guettardi* RASP., *Ph.* (S.) *paquieri* SAYN, *Ph. aptiense* SAYN, *Ph. sp. aff. lateumbilicatum* PERV.¹, *Eotetragonites jacobii* (KIL.) var. *ambigua* BRST., *E. blieuziensis* BRST., *Macroscaphites striatissulcatus* D'ORB., *Desmoceras inornatum* D'ORB., *Puzosia* gr. *emerici* RASP., *Puzosia liptoviensis* ZEUSCH., *Acanthoplites gargasensis* D'ORB., *Chelonicerus martinii* (D'ORB.) et var. *orientalis* KIL., *Toxoceras royerianum* (D'ORB.), *Ptychoceras laeve* MATH., *Aconeceras* sp. gr. *nisus* (D'ORB.), *A. nisoides* SAR., *Cerithium* sp., *Nucula simplex* GARDN., *Leda scapha* D'ORB., *Lima* (*Plagiostoma*) sp., *Lucina* (*Phacoides*) *sculpta* PHILL., *L. (P.) rouyana* D'ORB., *Aucellina gryphoides* SOW., *Terebratula* sp., *Cycloseris* sp. Soit une trentaine d'espèces et plus de 200 échantillons, les *Phylloceras* représentant numériquement la moitié de cette faune ; les analogies avec le Gargasien de Saint-Jean-du-Désert sont évidentes.

b) Au-dessus (jusqu'à 70 m environ de la base), les Ammonites sont encore abondantes, mais de conservation plus médiocre ; j'ai récolté en particulier : *Hibolites semicanaliculatus* BL., *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* COQ., *Ph.* (*Salfeldiella*) *guettardi* RASP., *Ph. sp. aff. lateumbilicatum* PERV.¹, *Ph. aptiense* SAYN, *Lytoceras oblique-strangulatum* KIL., *Eotetragonites jacobii* (KIL.) et var. *ambigua* BRST., *Tetragonites kossmatelliformis* FALL., *Desmoceras inornatum* D'ORB., *Puzosia emerici* RASP. var. *strigosa* FALL., *P. liptoviensis* ZEUSCH., *Acanthoplites subpeltoceroïdes* SINZ.¹, *Chelonicerus martinii* (D'ORB.) et var. *orientalis* KIL., *Toxoceras* sp., *Ptychoceras laeve* MATH., *Aconeceras nisoides* SAR., Gastéropodes indéterminables : *Leda scapha* D'ORB., *Aucellina* sp., *Terebratula* sp. Il serait superflu d'insister sur le caractère essentiellement aptien de cette faune qui appartient, d'autre part, au type *oriental* du Gargasien par la très nette prédominance des Ammonites lisses et l'extrême rareté des Gastéropodes et Lamellibranches, ainsi que des *Aconeceras* (2 éch.).

c) La partie supérieure de ces marnes affleure largement sur la rive droite du ravin des Prés. Leur teinte est plus sombre et les fossiles y sont très rares (fragments d'*Hibolites semicanaliculatus* BL.).

* Note présentée à la séance du 15 février 1960.

1. Détermination M. Collignon.

3) MARNES NOIRES (180 m) sans fossiles. A la partie supérieure, des bancs assez compacts de calcaire marno-gréseux, épais de 50 cm, s'intercalent dans cette série marneuse.

4) BARRE GRÉSO-GLAUCONIEUSE (10 m) très nette dans la topographie, formée de bancs calcaires, glauconieux, légèrement gréseux, dont l'épaisseur varie de 20 cm à 1 m, séparés par de minces lits marno-glauconieux. J'ai recueilli dans un banc situé à la partie moyenne de la barre, un exemplaire de grande taille de *Phylloceras* (*Hyporbulites*) *seresitensis* PERV. de l'Albien. Le dernier banc, très glauconieux, renferme de nombreuses Ammonites très mal conservées, appartenant aux genres *Perwinqueria*, *Puzosia* et *Anisoceras*.

5) MARNES GRISES (80 m) avec cordons de calcaire marneux, espacés, à la base ; les fossiles y sont très rares et en mauvais état de conservation : *Latidorsella latidorsata* (MICH.), *Hoplites* sp., *Paraturrilites bergeri* (BRGT) du Vraconien.

Cette coupe, plus complète que celle de Saint-Jean-du-Désert, est remarquable par son épaisseur (400 m environ) ; les niveaux 1 et 2, caractérisés par une faune pyriteuse abondante, sont aptiens, et plus précisément gargasien. La puissante série marneuse de teinte sombre (niveau n° 3) est donc albienne ; elle ne renferme aucun macrofossile mais correspond très probablement aux zones IV, V et VIa de Ch. Jacob [1907 b], c'est-à-dire au Douvilleicératien, à l'Oxytropidocératien et à l'Hysterocératien [Breistroffer, 1947]. En effet, la barre grésoglauconieuse et les marnes grises qui la surmontent ont livré quelques fossiles du Vraconien.

C) VALLÉE DE LA ROUDOULE. — Une coupe tout à fait analogue se retrouve au confluent de la Roudoule et du ravin de Rivet ; au quartier de la Vigne, les calcaires gris, compacts, riches en Bélemnites, du Barrémien, sont surmontés par une série marneuse, profondément ravivée, qui comprend les termes suivants :

1) CALCAIRES MARNEUX ET MARNES GRISES redressés à la verticale dans la vallée de la Roudoule ; dans le ravin de Rivet, ces calcaires marneux constituent l'axe d'un petit mouvement anticlinal signalé comme Barrémien sur la feuille de Nice ; j'ai recueilli cependant dans les lits marneux une riche faune pyriteuse d'âge gargasien : *Hibolites semicanaliculatus* BL., *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* COQ., Ph. (*Salfeldiella*) *guettardi* RASP., Ph. *moreli* D'ORB., Ph. *lateumbilicatum* PERV., *Eotetragonites jacobii* (KIL.) var. *ambigua* BRST, *Macroscaphites striatiusculatus* D'ORB., *Desmoceras* sp., *Puzosia emerci* RASP. var. *strigosa* FALL., *Dufrenoya dufrenoyi* (D'ORB.), *Acanthoplites* sp. gr. *crassicosatus* D'ORB., *Cheloniceras martinii* (D'ORB.), *Ptychoceras laeve* MATH., *Aconeceras nisus* (D'ORB.), *Xenophorus* sp., *Natica* sp., *Cerithium subspinosum* DESH., *Leda scapha* D'ORB., *Plagiostoma* sp., *Varianussium* sp. gr. *alpinum* (D'ORB.), *Lucina sculpta* PHILL., *Aucellina gryphoides* SOW., *Terebratula chloris* COQ., *Terebratulina* sp., *Cycloseris*.

Nous retrouvons par conséquent ici un mélange faunique tout à fait comparable à celui de Saint-Jean-du-Désert : les espèces orientales abondent mais *Aconeceras nisus* et *Dufrenoya dufrenoyi*, caractéristiques des gisements occidentaux, représentent environ le dixième de la faune.

2) MARNES GRISES (50 m environ).

3) MARNES NOIRES, d'épaisseur variable (40-60 m) avec intercalation de bancs de calcaire marneux, légèrement glauconieux.

4) BARRE CALCARÉO-GLAUCONIEUSE (20 m) formée à la base de bancs compacts, épais, de teinte légèrement bleutée ; par apparition de lits marneux, on passe progressivement — au toit — à une alternance marno-calcaire régulière. Les derniers bancs calcaires renferment de très rares fossiles en mauvais état de conservation : *Belemnites* sp., *Puzosia* sp., *Anisoceras perarmatum* PICT. et CAMP., cette dernière espèce se rencontrant « seulement dans l'Ostlingocératien en France » [Breistroffer, 1947], c'est-à-dire dans le Vraconien supérieur.

5) MARNES GRISES à cordons calcaires espacés ; j'ai récolté la faune pyriteuse suivante : *Neohibolites ultimus* D'ORB., *Gaudryceras* sp., *Paraturrilites bergeri* (BRGT), *Terebratula* sp. également caractéristique du Vraconien supérieur.

6) MARNES GRISES ET CALCAIRES MARNEUX du Céno-manien.

L'épaisseur du complexe marneux albo-aptien est plus faible qu'à Saint-Léger (une centaine de mètres approximativement pour chaque étage).

D) PUGET-ROSTANG. — Cette série se poursuit de façon continue vers l'Est ; dans le ravin d'Auvare, au N de Puget-Rostang, j'ai relevé la coupe suivante :

1) MARNES GRISES ET CALCAIRES MARNEUX ; ce niveau, qui correspond probablement aux marnes et calcaires marneux de base à faune gargasienne de Saint-Léger et du ravin de Rivet, est ici masqué en grande partie par des éboulis.

2) MARNES GRISES (40 m) riches en fossiles pyriteux : *Hibolites semicanaliculatus* BL., *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* COQ., Ph. (*Salfeldiella*) *guettardi* RASP., *Gaudryceras* sp., *Puzosia emerci* RASP. var. *strigosa* FALL., P. *melchioris* TIETZE, *Acanthoplites* sp. gr. *crassicosatus* D'ORB., *Hoplites* sp., *Cheloniceras martinii* (D'ORB.), *Toxoceras* sp., *Ptychoceras laeve* MATH., *Terebratula* sp., *Typocidaris kiliani* COTT., *Cycloseris* sp.

Cette faune diffère notablement des riches séries récoltées à Saint-Jean-du-Désert, dans la vallée de la Roudoule, etc., par l'absence d'*Aconeceras nisus*, de *Dufrenoya dufrenoyi*, des Gastéropodes et Lamellibranches ; bien que moins riche en Ammonites lisses, elle s'apparente aux séries des environs de Castellane et de Saint-André-de-Méoulles, c'est-à-dire au type oriental.

3) MARNES NOIRES (80 m) sans fossiles.

4) BARRE CALCARÉO-GLAUCONIEUSE (20 m environ) sur laquelle se dresse le village de Puget-Rostang. J'ai

recueilli à la base de cette barre, dans des calcaires marneux gris-bleus à patine roussâtre, alternant avec des marnes grises : *Hibolites minimus* (LIST), *Inoceramus mousensis* REP. de l'Albien. On passe progressivement au toit à une alternance régulière de marnes grises et de calcaires gréséo-glaucieux à *Puzosia cf. subplanulata* SCHLOTH. et *Pervinquiera (Subschloenbachia) rostrata* (SOW.) du Vraconien supérieur.

5) MARNES GRISES (20 m) avec minces cordons de calcaire marneux intercalés à la base ; ces marnes sont assez riches en fossiles de petite taille, caractéristiques du Vraconien supérieur : *Neohibolites ultimus* D'ORB., *Phylloceras (Hyporbulites) seresitensis* PERV., *Tetragonites gr. timotheanum* (MAY.), *Latidorsella latidorsata* (MICH.), *Puzosia sp.*, *Paraturrilites bergeri* (BRET), *Terebratulina sp.*

E) PAS DE SAINT-RAPHAËL. — L'anticlinal du mont Gourdan qui borde le cours du Var entre Puget-Théniers et Entrevaux « montre sur son flanc sud un Néocomien très peu épais (10 à 20 m)... avec des calcaires blancs, vraisemblablement barrémiens, reposant sur des marno-calcaires et des marnes hauteriviennes, qui nous ont fourni *Oosterella cultrata* D'ORB. » [Goguel, 1944].

B. Biju-Duval [1957], qui a revu cette coupe au Pas de Saint-Raphaël en particulier, arrive à des conclusions sensiblement identiques, mais signale un hard-ground au sommet du Barrémien, surmonté par les marnes noires aptiennes. Le toit de cette série est effectivement corrodé et induré : au Pas de Saint-Raphaël,

sous la route, le dernier banc calcaire, très dur, gris ou rosé en surface, est couvert d'un enduit ferrugineux ; immédiatement sous ce hard-ground, j'ai récolté des Ammonites hauteriviennes : *Neocomites nodosoplicatus* KIL. et REB., *Astieria astieri* D'ORB., etc. Le Barrémien fait par conséquent défaut, et c'est l'Hauterivien qui se termine par une surface corrodée. Cependant cette lacune stratigraphique n'affecte pas tout le flanc sud du mont Gourdan, car, à Castellet-Saint-Cassien, terminaison occidentale de l'anticlinal, le Barrémien existe sous son faciès habituel.

Au-dessus du Néocomien, j'ai noté la succession suivante (Pas de Saint-Raphaël) :

1) MARNES NOIRES (80 m) à *Hibolites semicanaliculatus* BL. de grande taille² à la partie inférieure. Ces marnes recouvrent directement le hard-ground hauterivien, sans transition ni indice de transgression ; j'ai toutefois récolté à ce niveau des rognons phosphatés et des Bélemnites roulées et corrodées. Les marnes grises et calcaires marneux à faune gargasienne font défaut : la lacune stratigraphique signalée précédemment affecte le Barrémien, le Bédoulien et une partie au moins du Gargasien.

2) BARRE CALCARÉO-GLAUCONIEUSE (16 m) formée de bancs compacts à la base, passant progressivement au toit à une alternance régulière calcaires glauconieux — marnes gréséo-glaucieuses. Je n'ai observé aucun fossile dans ce niveau qui correspond à la barre vraconienne de Saint-Léger, Puget Rostang, etc.

Conclusions.

La comparaison des divers gisements que nous venons d'étudier permet de donner une coupe type des zones aptiennes et albiennes au Sud du dôme de Barrot.

1) APTIEN. — Depuis la fin du siècle dernier, l'Aptien était généralement subdivisé en deux sous-étages : le Bédoulien [Toucas, 1873] et le Gargasien [Kilian, 1888]. M. Breistroffer a montré en 1947 qu'il convenait d'y rattacher, à la partie supérieure, la zone de Clansayes (= sous-étage Clansayésien) que la plupart des auteurs considéraient comme albiennaise.

Dans notre région, seul le Gargasien, caractérisé par une faune abondante et variée, est nettement représenté, bien qu'ayant passé inaperçu jusqu'ici.

Le Bédoulien est en effet absent : les calcaires barrémiens, dont le dernier banc montre souvent des traces de corrosion, sont surmontés par le Gargasien fossilifère dont le faciès clair contraste, de façon très nette, avec la teinte

sombre des marnes supérieures. L'épaisseur de l'Aptien moyen est assez variable : en général de l'ordre de 60 m, elle atteint 140 m à Saint-Léger, où la série marneuse est particulièrement puissante.

La faune que nous avons récoltée présente un intérêt certain par sa richesse et par sa variété ; à Saint-Jean-du-Désert et dans le ravin de Rivet, elle est remarquable par l'association d'espèces occidentales (*Aconeceras nissus* (D'ORB.), *Dufrenoyia dufrenoyi* (D'ORB.), Gastéropodes, Lamellibranches) et orientales (*Phylloceras*, *Gaudryceras*, *Tetragonites*, *Desmoceras*, *Puzosia*). Ce mélange faunique se retrouve à Saint-Léger, mais seulement à la base du Gargasien : au-dessus,

2. Cette espèce correspond à *B. semicanaliculatus* BL. mut. major KILIAN [1888]. Pour Ch. Jacob [1907 b], elle représente la forme type ; cet auteur signale, par ailleurs, que « ces grosses Bélemnites occupent dans la montagne de Lure, le Diois... une place très constante à la partie supérieure des marnes aptiennes et sous la faune de Clansayes ».

la faune est typiquement orientale. A Puget-Rostang enfin, tous les fossiles récoltés appartiennent au type oriental.

Ces variations rapides dans l'espace et dans le temps témoignent de la grande diversité des conditions de milieu (profondeur, courants, biocénoses...). Il est possible — ainsi que le suppose J. Goguel [1954] — que certaines espèces du type occidental (*Aconeceras nissus* et *Dufrenoya dufrenoyi* notamment) aient été liées à une végétation spéciale : la présence de Gastéropodes (qui correspondent d'une façon à peu près certaine à une faune d'herbier) associées à ces Ammonites à Saint-Jean-du-Désert, dans la vallée de la Roudoule, etc. m'incite à adopter ce point de vue. Cependant, ces formes sont en général accompagnées de Lamellibranches « qui indiquent des eaux froides, relativement profondes » [Goguel, 1954] et en particulier il convient d'insister sur la présence, quasi constante dans nos gisements, d'*Aucellina gryphoides* Sow. ; il semble y avoir là une contradiction et si, à Saint-Jean-du-Désert, il m'a été possible de distinguer un niveau de base riche en Gastéropodes d'une zone légèrement supérieure où les Lamellibranches abondent, cette distinction est généralement impossible par suite des conditions d'affleurement, et on ne peut connaître la succession précise des espèces différentes dans le temps. Il semble bien cependant que l'on puisse affirmer l'existence dans la mer gargasienne d'associations animales-végétales, c'est-à-dire de véritables biocénoses, la présence de certaines espèces (*Aconoceras nissus*, *Dufrenoya dufrenoyi*, Gastéropodes) étant liée à des conditions identiques (profondeur, végétation, etc.).

Il convient de rappeler également la découverte récente, par A. Faure-Muret [1955] à Tournefort, entre les vallées du Var et de la Tinée, d'une riche faune gargasienne intéressante par la rareté des *Phylloceras* et *Lytoceras* et l'abondance relative d'*Aconeceras nissus* et *Dufrenoya dufrenoyi*. Le Gargasien n'étant plus représenté à l'E de Tournefort, A. Faure-Muret suppose que « cette faune relativement néritique » et qui présente des affinités très nettes avec celles du faciès occidental « marque peut-être un jalon de passage du domaine bathyal aux régions émergées ».

Nous avons vu cependant que les gisements des environs de Puget-Théniers, situés sur une trentaine de kilomètres à l'W de Tournefort, appartiennent, les uns au type occidental de l'Aptien (néritique) et les autres au type oriental, généralement considéré par les auteurs

comme bathyal [Goguel, 1944 ; Faure-Muret, 1955].

Les différences fauniques marquées existant entre des localités aussi voisines permettent de supposer que les conditions biologiques et bathymétriques devaient varier rapidement ; nous pouvons admettre en particulier l'existence d'une série de hauts-fonds, plus ou moins temporaires, marqués localement dès l'Hauterivien (mont Gourdan) et ayant permis l'installation d'herbiers à faune mixte : formes occidentales probablement liées au milieu végétal (*Dufrenoya dufrenoyi*, *Aconeceras nissus*, Gastéropodes) et espèces orientales, pélagiques (*Phylloceras*, *Lytoceras*, etc.).

Ces hauts-fonds étaient vraisemblablement séparés par des dépressions dans lesquelles l'herbier ne pouvait s'installer, mais dont la profondeur n'a jamais dû être considérable, et en particulier le terme bathyal est impropre pour désigner ces dépôts [Lombard, 1956].

Puget-Théniers étant situé assez loin des rivages aptiens, il est probable que le dôme de Barrot a dû jouer un rôle important dans la sédimentation, ce rôle étant décelable dès le Jurassique³.

Enfin, il est certain que la profondeur n'est pas le seul facteur à considérer et que les courants froids entre autres ont dû jouer un rôle non négligeable dans la répartition des espèces (Aucellines).

2) ALBIEN. — A la suite des publications fondamentales de Spath sur les zones d'Ammonites du Gault anglais, M. Breistroffer [1947] a confronté « les remarquables résultats obtenus en Angleterre avec ceux acquis en France ».

Sans entrer dans le détail des sous-zones et des horizons distingués par ces deux spécialistes, je rappellerai simplement ici les principales zones de l'Albien *lato sensu* :

— Douvilléicératien (= Albien inférieur) à *Leymeriella tardefurcata*, *L. regularis*, *Hypacanthoplites milletianus* et *Douvillieceras mammillatum*.

— Oxytropidocératien (= Albien moyen) à *Hoplites dentatus*, *H. benettiamus* et *Anahoplites splendens*.

— Hystérocératien (= Albien supérieur) à *Dipoloceras cristatum*, *Hysteroceceras varicosum*, *Anahoplites deluci* et *Pervinquieria inflata*.

3. Dans l'anticlinal du mont Gourdan, notamment, dont le Jurassique présente un cachet provençal indéniable : Hettangien dolomitique, lacune du Sinémurien, Bajocien formé de calcaires roux à silex, analogue à celui du Var, Jurassique supérieur clair, contrastant nettement avec le faciès tithonique subalpin.

— Vraconien à *Pleurohoplites vraconensis*, *Turrilitoides hugardianus*, *Pervinquieria* (*Subschloenbachia*) *rostrata*, *Paraturrilites bergeri*, *Stoliczkaia dispar* et *Ostlingoceras puzosianum*.

Dans la région qui fait l'objet de ce travail,

il est impossible de distinguer la plupart de ces zones, étant donné l'extrême rareté des fossiles.

Cependant, à Saint-Jean-du-Désert, un niveau glauconieux intercalé à une dizaine de mètres de la base de ces marnes nous a livré

	ZONES DE CH. JACOB [1907 b]	SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES	AMMONITES CARACTÉRISTIQUES	FACIÈS ET FAUNES DES ENVIRONS DE PUGET-THÉNIERS
Cénomanien	VII	Mantellicératien	<i>Mantelliceras mantelli</i> Sow. <i>M. martimpreyi</i> Coq.	Calcaires marneux et marnes grises
Albien lato sensu	VI b	Vraconien	<i>Pervinquieria rostrata</i> Sow. <i>Stoliczkaia dispar</i> D'ORB. <i>Paraturrilites bergeri</i> (BRGT) <i>Turrilitoides hugardianus</i>	— Marnes grise à <i>Paraturrilites bergeri</i> (BRGT.) — Calcaires glauconieux à <i>Pervinquieria rostrata</i> Sow., <i>Anisoceras perarmatum</i> PICT. et CAMP.
	VI a	Hystérocératien	<i>Hysterocheras varicosum</i> Sow. <i>Pervinquieria inflata</i>	
	V	Oxytropidocératien	<i>Hoplites dentatus</i> Sow. <i>H. benettianus</i> Sow. <i>Anahoplites splendens</i> Sow.	Marnes noires (rares Bélemnites) } passée glauconieuse (Saint-Jean-du-Désert) à <i>Hibolites minimus</i> , <i>Kossmatella aff. agassizi</i> PICT. et ROUX
	VI	Douvillécératien	<i>Leymeriella tardefurcata</i> LEYM. <i>L. regularis</i> BRUG. <i>Douvilleiceras mammillatum</i>	
Aptien	III	Clansayésien	<i>Diadochoceras nodosocostatum</i> D'ORB. <i>Acanthoplites bigoureti</i> SEUN.	
	II	Gargasien	<i>Phylloceras guettardi</i> RASP. <i>Chelonicerias martinii</i> (D'ORB.) <i>Acanthoplites crassicosatus</i> D'ORB. <i>Aconeceras nisus</i> (D'ORB.)	— Marnes grises } <i>Hibolites semicanaliculatus</i> BL. — Marnes et calcaires marneux } <i>Phylloceras baborense</i> Coq. <i>Gaudryceras numidum</i> Coq. etc.
	I	Bédoulien	<i>Prochelonicerias albrechti-austriacae</i> UHLIGH. <i>Ancyloceras matheronianum</i> D'ORB.	Lacune.
Barrémien			<i>Costidiscus recticostatus</i> D'ORB. <i>Lytoceras phestus</i> MATH.	Calcaires gris, durs, en bancs compacts.

TABLEAU 1.

des fossiles — malheureusement très mal conservés — de l'Albien inférieur ou moyen. D'autre part, la barre calcaréo-glauconieuse, très constante dans toute la région, renferme quelques Ammonites caractéristiques du Vraconien supérieur (sous-zone à *Stoliczkaia dispar* et *Turritiles bergeri*).

Il est ainsi possible d'affirmer que les marnes noires — comprises entre le Gargasien et le Vraconien fossilifères — représentent le Douvillécératien, l'Oxytropidocératien et l'Hystéroceratien, c'est-à-dire l'Albien *stricto sensu*.

Enfin, il convient de remarquer que le Cénomaniens ne débute pas, ainsi que le supposait L. Bertrand [1896], par « le premier banc calcaire intercalé dans les marnes aptiennes » mais au-dessus des marnes à *Turritiles bergeri* (BRGT), épaisses de 20 à 80 m.

Au-dessus du Gargasien, la sédimentation

vaseuse se poursuit très régulièrement, l'absence de fossiles (excepté de très rares Bélemnites) est due probablement à des conditions de fossilisation défavorables ; quelques passées de calcaires marno-glauconieux apparaissent à la partie supérieure de cette série, dont l'épaisseur varie de 80 à 180 m.

Les dépôts — essentiellement colloïdaux depuis l'Aptien — redeviennent brusquement calcaires et glauconieux à la fin de l'Albien : la barre grésoglauconieuse vraconienne (10 à 20 m) constitue un horizon repère très constant dans toute la région étudiée et que j'ai d'ailleurs retrouvé dans la vallée du Var moyen (Touët-de-Beuil, Villars-du-Var, Mallaussène, Massoins, etc.).

Avec le Vraconien terminal s'amorce le régime des alternances marnes — calcaires marneux, qui va caractériser le Cénomaniens.

Bibliographie.

- BERTRAND L. (1896). — Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. IX, n° 56.
- BIJU-DUVAL B. (1957). — La montagne de Gourdan et le synclinal de Puget-Théniers (A.-M.), carte au 20 000^e. Dipl. Ét. sup. Paris.
- BORDET P. (1950). — Le dôme permien de Barrot (A.-M.) et son auréole de terrains secondaires. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVIII, n° 228.
- BREISTROFFER M. (1936). — Les subdivisions du Vraconien dans le Sud-Est de la France. *B. S. G. F.*, (5), VI, p. 63.
- (1947). — Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XXVI, p. 18.
- FALLOT E. (1885). — Étude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France. *Ann. Sc. géol.*, vol. XVIII,
- (1886). — Marnes infracénomaniennes des environs d'Hyères. *B. S. G. F.*, (3), XIV, p. 523.
- FAURE-MURET A. (1955). — Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- GILLET S. (1924). — Études sur les Lamellibranches néocomiens. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. I, n° 3.
- GOGUEL J. (1944). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLIV, n° 215.
- (1954). — A propos de la profondeur de dépôt des marnes à Ammonites pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 222.
- JACOB Ch. (1905). — Études sur les Ammonites et l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes. *B. S. G. F.*, (4), V, p. 399.
- (1907 a). — Études sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. *Mém. Soc. géol. France, Pal.*, t. XV, n° 38.
- (1907 b). — Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. *Ann. Univ. Grenoble*, t. XIX, fasc. 2, p. 1-315.
- KILIAN W. (1886). — Description géologique de la Montagne de Lure (B.-A.). *Ann. Sc. géol.*, t. XIX, art. n° 2.
- (1895). — Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron (B.-A.). *B. S. G. F.*, (3), XXIII, p. 752-771.
- KILIAN W., GIGNOUX M., CHAPUT E., SAYN G., FALLOT P. et REBOUL P. (1920). — Contributions à l'étude des Céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- KILIAN W. et REBOUL P. (1915). — Contribution à l'étude des faunes paléocrétacées du Sud-Est de la France. I : La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar (Homme d'Armes) (Drôme). *Ibid.*
- LOMBARD A. (1956). — Géologie sédimentaire. Les séries marines, Paris, Masson et C^{ie}.
- RÉPELIN J. (1899). — Note sur l'Aptien supérieur des environs de Marseille. *B. S. G. F.*, (3), XXVII, p. 363.
- SARASIN Ch. (1893). — Étude sur les *Oppelia* du groupe de *nisus* et les *Sonneratia* du groupe de *bicurvatus* et de *raresulcatus*. *Ibid.*, (3), XXI, p. 149.
- (1897). — Quelques considérations sur les genres *Hoplites*, *Sonneratia*, *Desmoceras* et *Puzosia*. *Ibid.*, (3), XXV, p. 760.
- SEUNES J. (1887). — Sur quelques Ammonites du Gault. *Ibid.*, (3), XV, p. 557.
- TERMIER H. et G. — Sur les conditions de formation des faunes pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 86.
- TOUCAS A. (1873). — Mémoire sur les terrains crétacés des environs de Beausset (Var). *Mém. Soc. géol. France, Géol.*, 2^e sér., t. IX, n° 4.

Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac

par Paul DUBOIS*.

Sommaire. — Synthèse des diverses coupes de terrain effectuées par les géologues de la Compagnie d'exploration pétrolière (C. E. P.) dans le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac (Sahara oriental).

Trois faits stratigraphiques importants sont dégagés : présence de Tournaisien probablement inférieur sous les niveaux transgressifs du Tournaisien supérieur ; simultanéité de la transgression du Tournaisien supérieur sur l'ensemble du bassin ; présence d'une discontinuité de sédimentation entre le Namurien (inférieur ?) et le Westphalien. A titre d'hypothèse, cette discontinuité est rapportée à la coupure générale entre le Carbonifère inférieur et le Carbonifère moyen-supérieur.

Dans une précédente note¹, nous avons défini la chronologie de la série carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac (coupe aux alentours de la piste Ohanet — Fort-Polignac), la lithologie type de cette série étant maintenant connue depuis les travaux de J. M. Freulon² et surtout depuis la publication de la carte photogéologique du bassin par la Compagnie de recherches et d'exploitation de pétrole au Sahara (C. R. E. P. S.).

Des recherches plus récentes³ nous ont permis de lever plusieurs autres coupes dont la comparaison donne une assez bonne idée des principales variations latérales de faciès du Carbonifère marin. La grande continuité des principaux niveaux fossilifères décrits (notamment niveaux à *Goniatites*) permet d'assurer la valeur des corrélations proposées dans la figure 2.

Cette figure confirme le schéma donné en premier par J. M. Freulon, pour l'évolution paléogéographique du bassin de Fort-Polignac durant le Carbonifère : transgression du Tournaisien supérieur, sédimentation argilo-gréseuse de type épicontinental presque continue du Tournaisien supérieur au Westphalien, forte régression au milieu du Westphalien provoquant le passage à une série lagunaire dite de Tiguentourine.

Dans ce cadre paléogéographique, trois faits importants sont à noter :

1) *L'existence de Tournaisien probablement inférieur sous le Tournaisien supérieur transgressif.* Le Tournaisien supérieur repose en discordance cartographique sur un substratum dont l'âge décroît de la bordure est (môle du

Tihemboka) au centre du bassin. Ce substratum forme ainsi une série continue du Gothlandien au Dévonien tout à fait supérieur. Dans le centre du bassin, près de l'Oued Tekhammat, on trouve au toit de la série attribuée au Dévonien supérieur-Strunien : *Lepidodendropsis* sp., *Productus* sp., *Productus proelongus*, *Productella* sp., *Syringothyris cuspidata*.

Cette association⁴ a un cachet typiquement carbonifère. Par raison de continuité stratigraphique nous la rattachons à du Tournaisien probablement inférieur. La formation contenant cette faune se termine par un niveau corrodé au-dessus duquel se développent les couches transgressives du Tournaisien supérieur bien daté (*Spirifer tornacensis*, *Sp. konincki*, *Sp. suavis*).

Donc, dans le bassin de Fort-Polignac, la discordance cartographique, qu'on aurait pu croire *a priori* séparer un cycle dévonien d'un cycle carbonifère, se situe dans le milieu du Tournaisien.

2) *La transgression du Tournaisien supérieur semble avoir été simultanée dans tout le bassin.*

* Note présentée à la séance du 15 février 1960 et publiée avec l'autorisation de la Compagnie d'exploration pétrolière (C. E. P.).

1. DUBOIS P., KERAUDREN B. et WILLM C. (1959) : Stratigraphie du Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. C. R. Ac. Sc., t. 248, p. 3323.

2. FREULON J. M. (1955) : Stratigraphie du Carbonifère du Tassili N° Ajjer et du Fezzan occidental. C. R. Ac. Sc., t. 241, p. 1478. — (1959) : Études géologiques des séries primaires du Tassili N° Ajjer et du Fezzan. Thèse, Paris.

3. Printemps 1959. Je tiens à remercier mes camarades de la C. E. P. qui firent équipe avec moi, MM. Quaglia et Vartanian, pour le précieux concours apporté dans cette étude.

4. Faune déterminée par Mgr G. Delépine.

Cette hypothèse repose sur la présence de l'association de Brachiopodes (cités plus haut), caractéristique⁵ du Tournaisien supérieur, aussi bien dans les zones de bordures que dans le centre du bassin. La réduction d'épaisseur vers l'Est de la série datée Tournaisien supérieur-

Viséen inférieur au centre du bassin, puis sa condensation sur l'axe du Tihemboka à partir d'Hassi Sougued montre dans cette région l'existence d'une zone haute submergée lors de la transgression.

Cette zone haute va persister plus ou moins

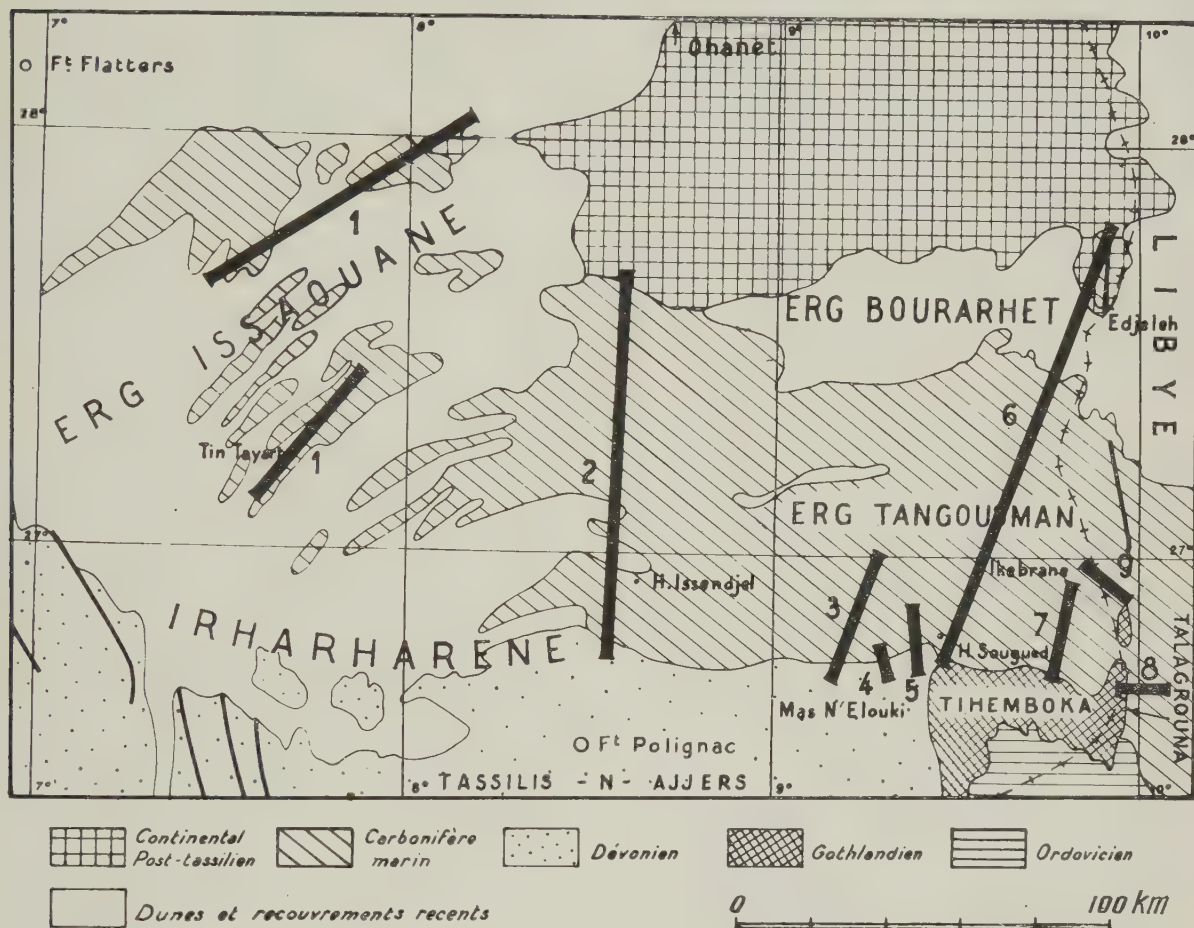


FIG. 1. — Plan de position des coupes.

sur la bordure est, durant toute la sédimentation carbonifère. Elle se caractérise par une diminution de puissance et une plus grande abondance des niveaux calcaires (notamment au Viséen supérieur multiplication des niveaux à *Collenia* dans la région de la frontière libyenne).

3) Une importante discontinuité de sédimentation semble exister entre le Namurien inférieur et le Westphalien. Le Namurien inférieur a été défini dans le bassin à la suite de la découverte d'une association de *Cravenoceras* et *Anthra-*

coceras. Sa limite inférieure, marquée par *Goniatites*, est sûre. Par contre, la limite supérieure n'est pas certaine. Nous admettons actuellement qu'elle coïncide avec la disparition des *Giganto-Productidés*.

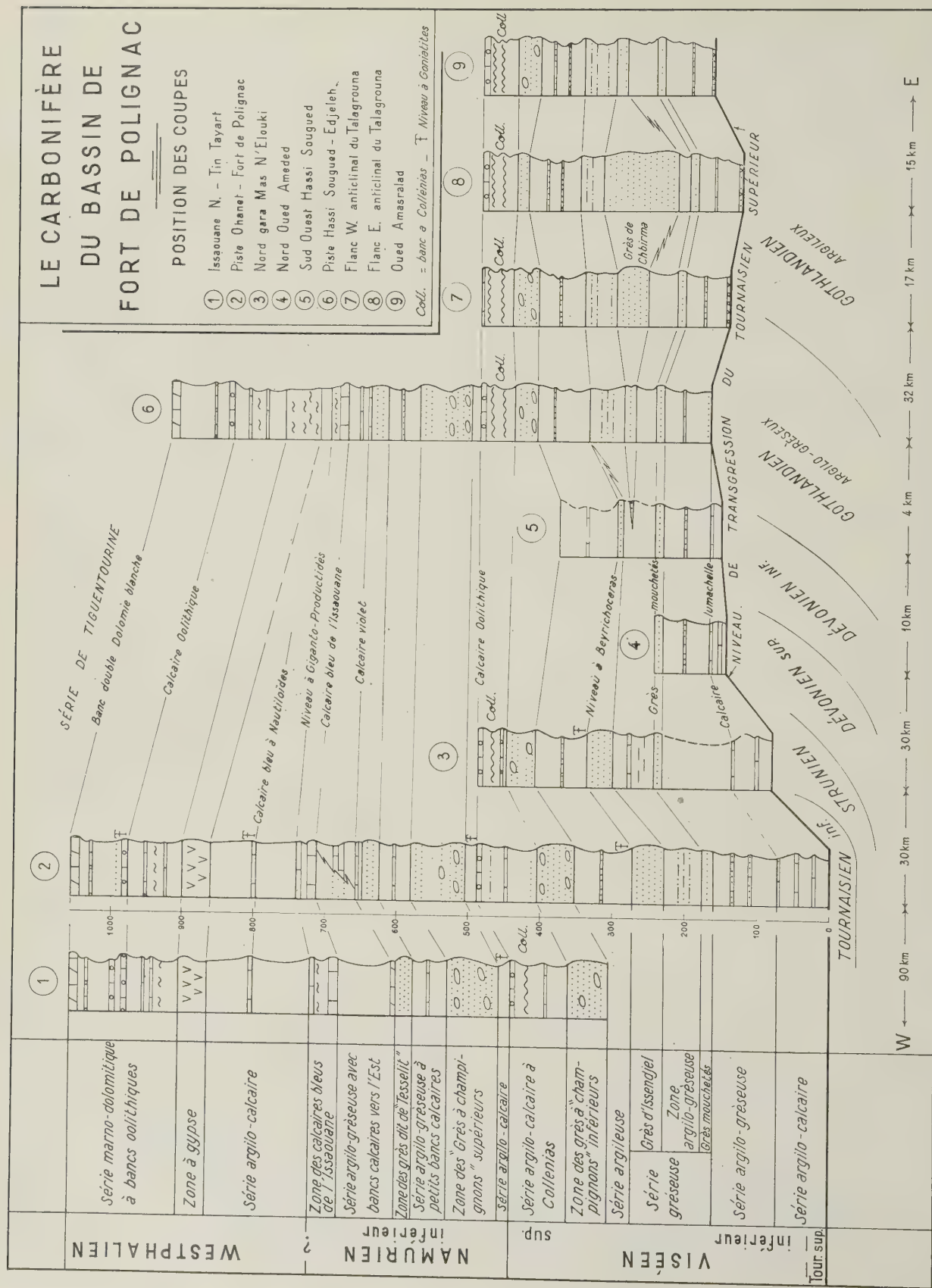
En Europe occidentale, les *Giganto-Productidés* sont caractéristiques du Viséen supérieur; dans le bassin de Colomb-Béchar et en Russie, on les connaît dans le Viséen supérieur et le Namurien inférieur. M. Pareyn, à la suite de

5. D'après Mgr G. Delépine.

LE CARBONIFÈRE
DU BASSIN DE
FORT DE POLIGNAC

POSITION DES COUPES

- ① Issaouane N. – Tin Tayart
- ② Piste Ohanet – Fort de Polignac
- ③ Nord gara Mas N'Elouki
- ④ Nord Oued Ameded
- ⑤ Sud Ouest Hassi Sougued
- ⑥ Piste Hassi Sougued – Edjeleh
- ⑦ Flanc W. antinatal du Talagrouna
- ⑧ Flanc E. antinatal du Talagrouna
- ⑨ Oued Amasralad



ses travaux dans le bassin de Colomb-Béchar⁶, pense que ces espèces sont avant tout liées au faciès calcaire du Viséen supérieur et peuvent persister dans les faciès favorables du Namurien inférieur. De plus, il semble qu'on ne les trouve jamais dans les calcaires du Namurien supérieur. Leur aire d'extension maximale est donc Viséen supérieur-Namurien inférieur.

Dans le bassin de Fort-Polignac, les Giganto-Productidés ne sont pas connus dans le Viséen supérieur. Ils apparaissent uniquement avec les faciès calcaires du Namurien inférieur. A défaut d'autres fossiles intéressants nous faisons coïncider leur disparition avec la limite supérieure du Namurien inférieur.

A partir de cette limite on observe un ensemble de phénomènes convergents permettant de supposer l'existence d'une importante discontinuité de sédimentation :

— disparition de l'association de Brachiopodes accompagnant les Giganto-Productidés et, après une zone azoïque d'environ 30 m, renouvellement complet de la macrofaune (et d'une partie de la microfaune) : apparition de variétés évoluées de *Productus cora* et *Productus semireticulatus* et d'une association de Nautiloïdes⁴ : *Metacoceras costatum*, *Ephippioceras clittellarium*, *Temnocheilus coronatus*, *Domatoceras* sp., *Paradomatoceras* sp., *Vestinautilus* sp.

Une association identique est connue dans le Westphalien du Maroc. L'âge westphalien est confirmé par les Conodontes. De plus, cette faune va persister dans le sommet de la série se mêlant alors à des formes typiques du Moscovien : *Fusilinidae*⁷ et *Eoparalegoceras clariondi* ;

— forte réduction d'épaisseur, depuis le centre du bassin jusqu'à la bordure est, de la série comprise entre le toit du Namurien inférieur et la zone à gypse datée Moscovien par les Fusulines. Cette série, épaisse d'environ 130 m au centre du bassin, disparaît complètement à l'Est (fig. 2) où la zone à gypse repose presque directement sur le Namurien inférieur.

— au toit du Namurien inférieur dans le centre du bassin, quelques conglomérats lenticulaires font penser à un épisode continental.

En résumé, dans le bassin de Fort-Polignac une série attribuable par sa faune au Westphalien et même à un Westphalien élevé (Westphalien C ?) est presque directement superposée au Namurien inférieur. Dans le centre du bassin, le contact peut être souligné par des conglomérats à faciès continentaux. Sur la bordure est, à la suite d'un biseautage important, la zone à gypse (Moscovien) fait suite au Namurien inférieur. Donc une discontinuité très nette existe vers le sommet du Namurien inférieur. Sans autres arguments fauniques que ceux donnés, il est difficile de dater exactement cette discontinuité. A titre d'hypothèse nous la parallélisons avec la grande coupure reconnue depuis longtemps dans le monde entre le Carbonifère inférieur et le Carbonifère moyen et supérieur.

6. PAREYN Cl. (1957) : Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. Thèse, Caen.

7. DURIF P. (1959) : Observations micropaléontologiques (Foraminifères) sur le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. B. S. G. F., (7), 1, p. 163.

Les affleurements sénoniens de la tranchée du gaz de Lacq en Charente

(Travaux du Comité des localités-types des étages du Sénonien)

par Micheline SERONIE-VIVIEN*.

Sommaire. — L'étude des échantillons de Sénonien, récoltés à la faveur du creusement de la tranchée du gaz de Lacq en Charente, a permis la reconnaissance de plusieurs niveaux bien définis par leurs caractères micrographiques et micropaléontologiques. L'attribution stratigraphique exacte de ces formations a été possible grâce à la récolte de Céphalopodes et d'Inocérames.

En 1958, des travaux importants ont été entrepris pour le creusement d'une tranchée destinée à recevoir les conduites de gros calibre assurant le transport du gaz naturel de Lacq vers le centre de la France.

Cette tranchée de 2 m de profondeur et de 1 m de large a un tracé sensiblement rectiligne.

Nous nous sommes intéressée à une partie de son parcours en Aquitaine septentrionale. En effet, sur une distance de 40 km environ, entre Chadirac près Saint-Aulaye (Dordogne) et Masmillaguet (Charente), elle a mis à découvert les formations crétacées du Maestrichtien au Coniacien.

Les services compétents ne nous en ayant pas avisée, nous avons eu connaissance de ces travaux fortuitement et alors qu'ils étaient déjà largement commencés. Nous étant alors mise directement en rapport avec le maître d'œuvre, nous avons reçu le meilleur accueil auprès de Gaz de France.

De ce fait nous ne disposions que d'un délai assez court pour étudier le terrain avant que la tranchée ne soit refermée. Nous avons donc fait porter notre étude seulement sur quelques points particuliers.

La pelle mécanique, remuant un important volume de roche, a favorisé la mise à jour de nombreux macrofossiles qui, par ailleurs, sont assez rares dans les affleurements naturels du

Sénonien. Ces conditions nous ont permis de faire d'intéressantes récoltes paléontologiques.

La détermination des macrofossiles a été faite d'après la « Paléontologie française » de d'Orbigny [1842] dont nous avons précisé les données à l'aide du travail de M^{lle} Fage [1934] sur la révision de la collection Arnaud pour les Rhynchonelles, et des récentes mises au point de M^{me} Freneix [1959] pour une partie des Lamellibranches. Nous avons d'autre part utilisé une collection régionale, la collection Croizier, fruit de récoltes effectuées à la fin du siècle dernier dans les Charentes et déposée au laboratoire de Géologie de l'Université de Bordeaux.

Vu la plus grande importance stratigraphique des Céphalopodes et des Inocérames, nous les avons confiés au général Collignon et à M. J. Sornay qui ont bien voulu les étudier et à qui nous tenons à exprimer nos remerciements. Malgré le mauvais état de conservation de certains spécimens, les renseignements fournis nous ont été précieux.

L'étude micrographique a été faite au moyen de lames minces ou de résidus de lavage, selon la nature de la roche. Dans quelques cas particuliers, les deux opérations ont pu être faites sur le même échantillon.

* Note présentée à la séance du 7 mars 1960.

I. Description des affleurements.

Les affleurements seront décrits selon leur succession géographique (du Sud vers le Nord). Pour chacun d'eux seront donnés la localisation géographique, l'âge, la description des couches apparentes, et la faune contenue.

COUPE A : CHADIRAC (comm. de Saint-Aulaye, Dordogne). — A l'intersection de la conduite de gaz avec la route traversant d'Est en Ouest le bourg, à l'Ouest de celui-ci.

— Première apparition du Maestrichtien au

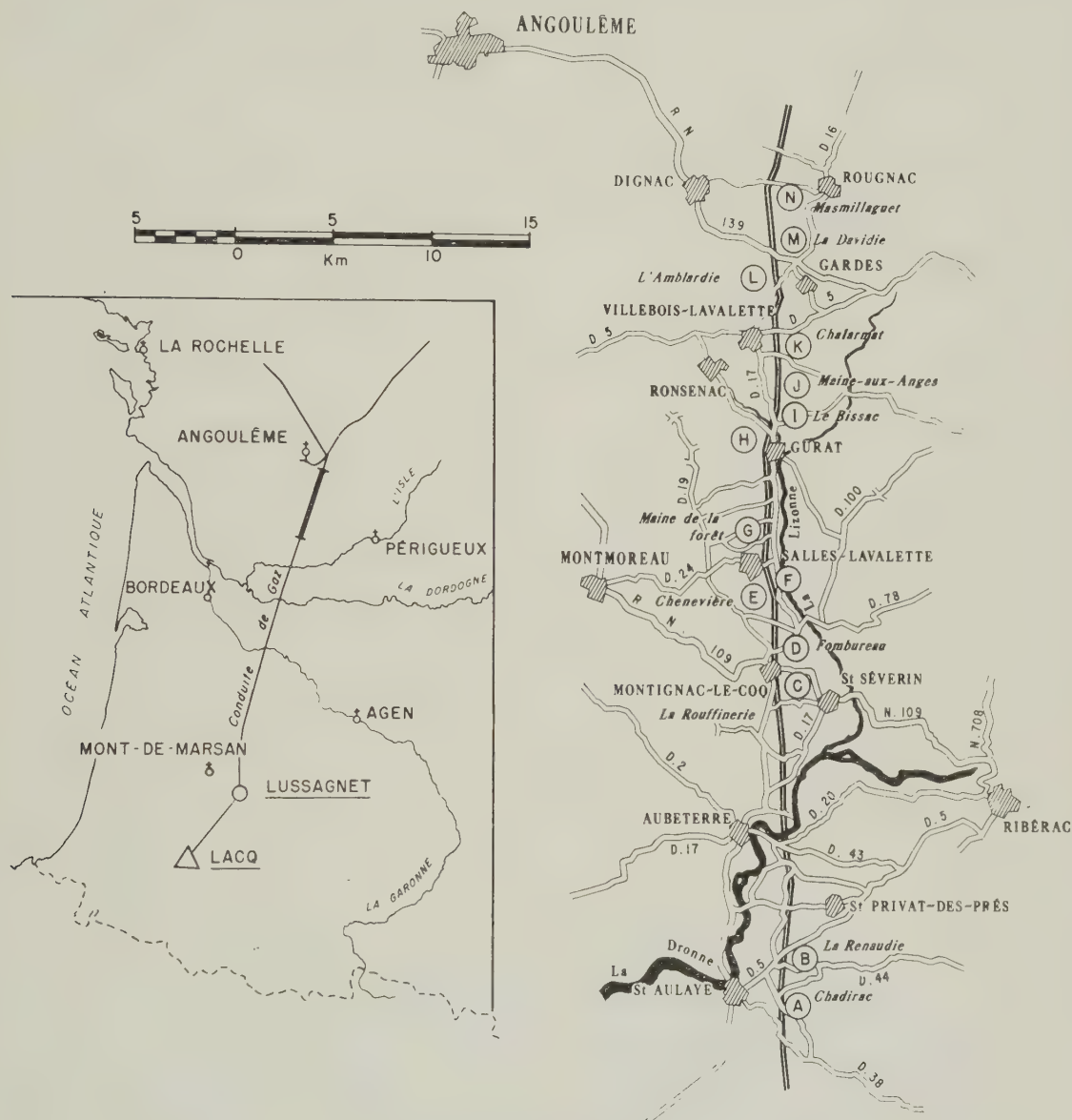


FIG. 1. — Cartes de position.

sortir de la région de la Double qui correspond à un revêtement tertiaire dit « Sables du Périgord ».

— Description, de haut en bas :

b) marnes verdâtres, glauconieuses, feuilletées (niveau 19) ;

a) calcaire crayeux, blanc, en banc peu épais, irréguliers, fossilifère (Nautilites, Lamellibranches). A signaler la présence d'un banc à Huitres.

Macrofaune. *Eutrophoceras desertorum* ZITTEL.

Microfaune¹. *Orbitoides media* (D'ARCH.) SCHLUMB. (F), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (F), *Ostracodes* (AF), *Pararotalia tuberculifera* HOFKER (AF), *Siderolites vidali* DOUV. (AF), *Cibicides minimalis* SCHIJFSMA (AR), *C. subcarinatus* CUSH. et DAED. (AR), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (AR), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN (AR), Bryozoaires (R), *Cibicides roestae* VISSER (R), *Dictyoconus mosae* HOFKER (TR), *Dictyopsella tenuissima* REUSS (TR), *Globulina sp.* (TR), *Fallotia jacquoti* DOUV. (TR), *Pseudorbitolina marthae* DOUV. (TR).

COUPE B : LA RENAUDIE (comm. de Saint-Privat-des-Prés, Dordogne). — A l'intersection avec la route départementale 44, à 4 km environ, à l'W de Saint-Vincent-Jalmoutiers.

— Maestrichtien.

— Description :

b) calcaire jaune, organo-détritique, légèrement crayeux, à joints de stratification onduleux, contenant quelques fossiles (niveau 17) ;

a) calcaire gris blanchâtre, marneux, glauconieux, irrégulièrement lité (niveau 16).

— Macrofaune. Niveau 17 : *Cyclolites sp.*, *Pholadomya royana* D'ORB.

Niveau 16 : *Pycnodonta vesicularis* (LMK), *Rogeria dufrenoyi* (D'ORB.) FRENEIX, Pectinidés.

— Microfaune. *Orbitoides media* (D'ARCH.) SCHLUMB. (TF), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (F), *Siderolites vidali* DOUV. (F), *Goupillaudina daguini* MARIE (AF), *Ostracodes* (AF), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN (AF), *Pararotalia tuberculifera* HOFKER (AF), Bryozoaires (AR), *Cibicides subcarinatus* CUSH. et DAED. (AR), *C. roestae* VISSER (R), *C. beaumontiana* (D'ORB.) (TR), *Dictyopsella tenuissima* REUSS (TR), *Fallotia jacquoti* DOUV. (TR), *Lenticulina sp.* (TR).

COUPE C : LA ROUFFINERIE (comm. de Saint-Séverin, Charente). — A l'intersection avec le chemin V. O. reliant la route départementale 17 à l'Est à 6,5 km à l'W du bourg de Saint-Séverin.

— Campanien.

— Description :

c) calcaire blanchâtre, très marneux, se feuilletant à l'air (niveau 15), peu fossilifère (Cyclolites), sauf un banc riche en Huitres ;

b) calcaire blanc jaunâtre, marneux, avec traces de Fe₂O₃, en bancs peu épais, irréguliers, avec Spongiaires siliceux et nombreux Inocérames (niveau 14) ;

a) calcaire gris blanchâtre, très marneux, glauconieux, se délitant en minces feuilletés, fossilifère (Huitres, Alécrotonies, Cyclolites) (niveau 13).

— Macrofaune. Inocérames qui ont pu être rapprochés des formes suivantes : *Inoceramus heberti* FALL. var. *iberica* HEINZ, I. sp. gr. *balticus*, I. *goldfussi* D'ORB., *Haenleinia flexuosa* v. HAENL., *Inoceramus* (sous-genre *Haenleinia*) nov. sp. A. — Céphalopodes : *Nautilus* (*Eutrophoceras*) *fleuriausi* D'ORB., *Pachydiscus stobaei* NILSS.

— Microfaune. *Anomalinoidea monterelensis* MARIE (TF), *Siderolites vidali* DOUV. (TF), Bryozoaires (AF),

Cibicides roestae VISSER (AF), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (AF), *Goupillaudina daguini* MARIE (AF), *Ostracodes* (AF), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (AF), *Buliminella obtusa* D'ORB. (R), *Cibicides minimalis* SCHIJFSMA (R), *C. beaumontiana* (D'ORB.) (TR), *Dictyopsella tenuissima* REUSS (TR), *Lenticulina sp.* (TR), *Lituola sp.* (TR), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN (TR), *Pararotalia tuberculifera* HOFKER (TR).

COUPE D : FOMBUREAU (comm. de Montignac-le-Coq, Charente). — A l'intersection avec la route départementale 78, à 2 km environ au N de Montignac-le-Coq.

— Campanien.

— Description :

Calcaire blanc, crayeux, très légèrement glauconieux en bancs souvent mal individualisés par des joints de stratification discontinus, avec des nodules de silex ou de calcaire silicifié, le plus généralement disposés en lits, à faune peu abondante mais assez variée (Lamellibranches, Gastropodes, Polypiers, Échinodermes, Brachiopodes) et répartie dans l'ensemble de la formation (niveau 12).

— Macrofaune. *Leptomaria sp.*, Polypiers.

— Microfaune. *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (TF), *Ostracodes* (AF), *Pararotalia tuberculifera* HOFKER (AR), *Dictyopsella tenuissima* REUSS (R), *Quinqueloculina antiqua* FRANKE (R), Bryozoaires (TR), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (TR), *Globulina sp.* (TR).

COUPE E : CHENEVIÈRE (comm. de Salles-Lavalette, Charente). — A l'intersection avec la route départementale 17 qui suit la vallée de la Lizonne, à mi-chemin entre Palluau au Sud, et l'embranchement de la route départementale 24, allant à Salles-Lavalette, au Nord.

— Campanien.

— Description :

Même lithologie que la coupe D (niveau 12).

— Macrofaune. *Lima* (*Plagiostoma*) *santonensis* (D'ORB.).

COUPE F : SALLES-LAVALLETTE (Charente). — A l'intersection avec la route départementale 24 à 1,5 km environ à l'E du bourg.

— Campanien.

— Description :

Même lithologie que la coupe D (niveau 12).

— Macrofaune. *Terebratulina sp.* gr. *arnaudi*, *Lima* (*Plagiostoma*) *maxima* (D'ARCH.), *Lima* (*Plag.*) *santonensis* (D'ORB.), *Micraster sp.*

COUPE G : MAINE-DE-LA-FORÊT (comm. de Salles-Lavalette, Charente). — A l'intersection avec le chemin V. O. reliant la route départementale 17 (à 200 m environ à l'Est) et la route départementale 19 à l'Ouest.

1. F : fréquent ; AF : assez fréquent ; AR : assez rare ; R : rare ; TR : très rare.

— Campanien.

— *Description* :

Même lithologie que la coupe D (niveau 12).

— Microfaune. *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN (F), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (AR), *Quinqueloculina antiqua* FRANKE (R).

COUPE H 1 : GURAT (Charente). — A l'E du bourg bâti le long de la route départementale 17, à l'intersection avec la route rejoignant la route départementale 19 à l'Est.

— Campanien inférieur.

— *Description* :

Calcaire gris blanchâtre, marneux, à nodules de silex présentant un épais cortex de calcaire incomplètement silicifié, en plaquettes plus ou moins bien litées (niveau 11).

— Microfaune. *Rotalia cf. saxorum* D'ORB. (AF), *Goupillaudina daguini* MARIE (AR), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (TR), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (TR).

COUPE H 2 : GURAT (Charente). — A l'E du bourg, à l'intersection avec le chemin allant au cimetière communal.

— Santonien supérieur.

— *Description* :

b) Calcaire jaunâtre, gréseux, glauconieux, d'aspect noduleux, se délitant en plaques irrégulières, contenant des Spongiaires siliceux (niveau 10) ;

a) grès moyen, glauconieux, à ciment calcaire avec dans les interbancs, des lits de sables jaune verdâtre, glauconieux, pas de granoclassement apparent.

— Microfaune. Bryozoaires (AR), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (AR), *Goupillaudina daguini* MARIE (TR), Ostracodes (TR).

COUPE I : LE BISSAC (comm. de Gurat, Charente). — A l'intersection avec la route départementale 17, à 3 km environ au N de Gurat.

— Coniacien.

— *Description* :

b) Calcaire grisâtre, glauconieux, organo-détritique, en bancs noduleux séparés par des surfaces irrégulières, fossilifère (niveau 2) ;

— Macrofaune. *Rhynchonella vespertilio* D'ORB., *R. octoplicata* D'ORB., *Cardium sp.*, *Leptomaria sp.*, *Micraster sp.*

COUPE J : MAINE-AUX-ANGES (comm. de Ronsenac, Charente). — A l'E de la route départementale 17, près du château de Mailleberchie.

— Coniacien-Santonien.

— *Description* :

f) Calcaire blanchâtre, organo-détritique, en bancs mal définis à joints de stratification onduleux, avec Brachiopodes (niveau 7) ;

e) calcaire blanchâtre, organo-détritique, à nodules siliceux qui en soulignent la stratification (niveau 6) ;

d) calcaire blanchâtre, marneux, grossièrement feuilleté, à Échinodermes (niveau 5) ;

c) calcaire blanchâtre, glauconieux, en bancs irréguliers et à surface onduleuse, contenant de très nombreux Lamellibranches et Gastropodes (niveau 4) ;

b) calcaire grisâtre, glauconieux, organo-détritique, en bancs noduleux séparés par des surfaces irrégulières (niveau 3) ; la partie inférieure du niveau se caractérise par une plus grande épaisseur des bancs qui la constituent ;

a) calcaire jaune, gréseux, cristallin, à débris organiques, en bancs massifs et épais, avec de nombreux Bryozoaires, fossilifère (niveau 2).

— Macrofaune. Niveau 7 : *Rhynchonella vespertilio* D'ORB., *Terebratula sp.*, *Spondylus santonensis* D'ORB., *Janira quadricostata* D'ORB., *Venus subplana* D'ORB., *Cardium sp.*

Niveau 5 : *Cyphosoma magnificum* (AGAS.), *C. microtuberculatum* COTT., *Orthopsis miliaris* COTT.

Niveau 2 : *Tissotia robini* THIOLL.

— Microfaune. Niveau 7 : Rotalidés sp. 1 (TF), Bryozoaires (AF), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (R), Ostracodes (R).

COUPE K : CHALARMAT (comm. de Villebois-Lavalette, Charente). — Au S de la route départementale 5.

— Santonien.

— *Description* :

d) Calcaire crayeux blanchâtre, glauconieux, en bancs irréguliers, séparés par de minces lits de marnes glauconieuses qui à la base forment une assise importante (niveau 8) ;

c) calcaire blanc gris, à débris organiques, en bancs noduleux, avec Brachiopodes, Ammonites (niveau 7) ;

b) calcaire blanchâtre à silex disposés en bancs (niveau 6) ;

a) calcaire grisâtre, marneux, glauconieux, en fines plaquettes, à Lamellibranches (niveau 5).

— Macrofaune. Niveau 8 : *Orthopsis miliaris* COTT., *Pholadomya maroti* D'ORB., *Spondylus santonensis* D'ORB.

Niveau 7 : *Rhynchonella vespertilio* D'ORB.

Niveau 6 : *Myoconcha supracretacea* D'ORB., *Rhynchonella vespertilio* D'ORB., *Terebratula nanclasi* COQ., *Venus archiaciana* D'ORB.

Niveau 5 : *Rhynchonella vespertilio* D'ORB.

— Microfaune. Niveau 8 : Rotalidés sp. I (TF), Arénacés (AF), Bryozoaires (AF), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (AR), *Lenticulina sp.* (TR), Ostracodes (TR), *Quinqueloculina antiqua* FRANKE (TR).

COUPE L : L'AMBLARDIE (comm. de Gardes, Charente). — Juste au N de la route départementale 16.

— Coniacien-Santonien.

— *Description* :

e) Calcaire blanchâtre, légèrement crayeux, à débris d'organismes, en bancs irréguliers, avec Ammonites (niveau 7) ;

d) calcaire blanchâtre crayeux, semblable au précédent mais avec développement de silex et présence de Brachiopodes (niveau 6) ;

c) calcaire blanc, marneux, glauconieux, se délitant en minces plaquettes, fossilifère (Gastropodes et Lamellibranches) (niveau 5) ;

b) calcaire gris verdâtre, glauconieux, organodétritique, en bancs mal stratifiés, fossilifères (Lamellibranches) (niveau 4) ;

a) calcaire gris verdâtre, glauconieux, organodétritique, en bancs noduleux, donnant vers sa base des strates plus épaisses contenant de la glauconie en plus grande quantité et souvent concentrée en des points particuliers (niveau 3).

— Macrofaune. Niveau 7 : *Placenticeras syrtale* MORT.

Niveau 6 : *Cardium* sp., *Rhynchonella verspertilio* D'ORB.

Niveau 4 : *Leptomaria* sp.

Niveau 3 : *Ostrea proboscidea* D'ARCH.

— Microfaune. Niveau 5 : Rotalidés sp. 1 (F), Bryozoaires (AF), Ostracodes (TR), *Quinqueloculina antiqua* FRANKE (TR).

COUPE M : LA DAVIDIE (comm. de Gardes, Charente). — Au N de la route nationale 139.

— Coniacien.

— Description :

b) Calcaire jaune, gréseux, d'aspect spathique, sans litage apparent, fossilifère (Bryozoaires, Ammonites) (niveau 2) ;

a) complexe argilo-gréseux composé d'une succession de lits peu épais de calcaires jaunes gréseux cristallins, de marnes glauconieuses à Huîtres et de calcaires jaunes gréseux et glauconieux en petits bancs (niveau 1).

— Macrofaune. Niveau 2 : *Peroniceras* sp., *Spondylus santonenensis* D'ORB., *Tylostoma* sp., *Arca* sp.

Niveau 1 : *Nerinea mumia* COQ.

— Microfaune. Niveau 2 : Bryozoaires (TF), Ostracodes (AR), *Marssonella oxycona* (REUSS) CUSH. (TR).

Niveau 1 : Bryozoaires (F).

COUPE N : MASMILLAGUET (comm. de Rougnac, Charente). — Entre la route nationale 139 et la route joignant Dignac à Rougnac.

— Coniacien-Santonien.

— Description :

e) Calcaire blanchâtre, à débris, contenant de nombreux rognons de silex (niveau 6) ;

d) calcaire gris blanchâtre, très marneux, feuilleté, à Échinodermes (niveau 5) ;

c) calcaire blanc jaunâtre, légèrement gréseux, organodétritique, noduleux, à nombreuses Huîtres (niveau 4) ;

b) calcaire jaunâtre, gréseux au sommet, glauconieux, en bancs très irréguliers (niveau 3) ;

a) calcaire jaune, gréseux et cristallin à débris, en banc massif, Bryozoaires abondants (niveau 2).

— Microfaune. Niveau 5 : Rotalidés sp. 1 (AR), Bryozoaires (AR), Ostracodes (TR), *Quinqueloculina antiqua* FRANKE (TR).

II. Étude micrographique.

Les résultats de l'étude des lames minces seront donnés pour chaque niveau en adoptant l'ordre stratigraphique.

NIVEAU I. Calcaire microdétritique organogène.

Ciment : cristallin non argileux.

Éléments : débris d'organismes roulés¹ (Bryozoaires (TF), Échinodermes (TF), Algues (R)), dont certains, peu reconnaissables, sont réduits à l'état de gravelles cernées d'un cortex ferrugineux, gros grains de quartz subanguleux, glauconie, oxydes de fer.

NIVEAU 2. Calcaire microdétritique organogène.

Ciment : cristallin.

Éléments : débris d'organismes roulés (Bryozoaires (TF), Échinodermes (TF), Algues (R), Rotalidés (AR)), gravelles formées aux dépens de tests de fossiles ou de fragments de calcaires, gros grains de quartz subanguleux, glauconie.

NIVEAU 3. Calcaire microcristallin à débris.

Ciment : microcristallin, rarement recristallisé, faible proportion d'argile diffuse.

Éléments : débris d'organismes généralement peu ou pas roulés (Bryozoaires (F), Échinodermes (TF), Rotalidés (F), Miliolidés (R),

Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN (R), Brachiopodes (R), spicules (TR)), microgravelles argileuses, glauconie abondante, rares quartz de petite taille.

NIVEAU 4. Calcaire microcristallin à débris.

Ciment : microcristallin à cryptocristallin, légèrement argileux.

Éléments : débris non roulés d'organismes (Bryozoaires (TF), Lamellibranches (TF)), glauconie.

NIVEAU 5. Calcaire marneux, grumeleux à rares débris épars.

Ciment : cryptocristallin argileux avec grumeaux.

Éléments : petites gravelles argileuses à contours flous, débris d'organismes non roulés (Bryozoaires (F), Échinodermes (F)), glauconie.

NIVEAU 6. Calcaire marneux, grumeleux, à spicules et débris organiques.

Ciment : cryptocristallin argileux avec grumeaux.

Éléments : petites gravelles argileuses à contours flous, nombreux spicules siliceux, débris d'organismes non roulés (Bryozoaires (F), Échinodermes (F), Rotalidés (R), Miliolidés (R)), glauconie, très rares petits quartz, calcédoine.

NIVEAU 7. Calcaire grumeleux à débris.

Ciment : microcristallin avec grumeaux argileux.

Éléments : petites gravelles argileuses et débris organiques abondants (Bryozoaires), glauconie, très rares petits quartz, oxydes de fer.

NIVEAU 8. Marnes glauconieuses et calcaire crayeux glauconieux (pas de lames minces).

NIVEAU 9. Grès glauconieux à ciment calcaire.

Ciment : calcaire cristallin, pas de traces argileuses.

Éléments : quartz subanguleux, assez gros (jusqu'à 3 mm), non classés, glauconie en grains, oxydes de fer diffus.

NIVEAU 10. Calcaire gréseux graveleux.

Ciment : cristallin.

Éléments : gravelles calcaires ou argileuses, ou formées à partir de débris d'Échinodermes, pas ou très peu de débris organiques reconnaissables, glauconie en grains.

NIVEAU 11. Calcaire cryptocristallin à débris organiques.

Ciment : cryptocristallin, argileux.

Éléments : débris organiques non roulés, épars (Bryozoaires (F), Échinodermes (F), Rotalidés (AR)), spicules siliceux, glauconie et quartz rares.

NIVEAUX 12 A 19. Ces niveaux généralement très crayeux et friables n'ont pas permis la confection de sections minces et ont été étudiés exclusivement par méthode des résidus de lavage.

III. Remarques paléontologiques.

A) MACROFAUNE. — *Échinodermes* : peu d'exemplaires ont été recueillis, et, en outre, ils appartiennent à des espèces peu caractéristiques du point de vue stratigraphique.

— *Brachiopodes* : sont assez abondants à différents niveaux et se présentent avec un test bien conservé. Il semble, comme l'avait déjà fait remarquer Arnaud [1877], que *Rhynchonella vesperilio* D'ORB. ne se cantonne pas dans le Santonien, mais apparaît déjà au Coniacien. Signalons également la présence de *Rhynchonella octoplicata* D'ORB. dans le N de l'Aquitaine.

— *Lamellibranches* : sont, en général, sous forme de moule interne; en conséquence, les déterminations sont souvent limitées au genre. Les Inocérames ont donné peu d'indications stratigraphiques. Une seule forme se rapprocherait d'une espèce figurant dans l'échelle des auteurs allemands : forme voisine de *I. balticus*, espèce qui apparaît dans la zone à *Placenticeras bidorsatum*, Campanien inférieur, et se développe jusqu'à la base du Maestrichtien [Seitz, 1956]. Il a été trouvé dans le niveau 4 que nous attribuons au Campanien supérieur (coupe B).

— *Céphalopodes* : dans le Coniacien moyen à inférieur (niveau 2) ont été ramassés un fragment mal conservé de *Peroniceras* sp. (coupe M) et un exemplaire de *Tissotia robini* THIOLL. (coupe J), espèce cantonnée dans la partie inférieure et moyenne du Coniacien.

Dans le Santonien (niveau 7) a été recueilli

(coupe L) *Placenticeras syrtale* MORT. qui caractérise cet étage.

Dans le Campanien (niveau 14) à noter la présence de *Nautilus (Eutrephoceras) fleuriausii* D'ORB., espèce sans grande valeur stratigraphique (Campanien-Coniacien) et celle de *Pachydiscus stobaei* NILSS., forme du Campanien.

Dans le Maestrichtien (niveau 18) a été trouvé *Eutrephoceras desertorum* ZITTEL, Nautilite maestrichtien caractéristique d'Afrique du Nord mais jusqu'à présent non signalé en Europe.

B) MICROFAUNE. — Le Coniacien, dont la constitution pétrographique est peu favorable à l'étude des Foraminifères, n'a fourni que des rares sections de Rotalidés, Miliolidés, et *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN.

Le Santonien montre une association assez pauvre de Rotalidé sp. 1 (TF), Bryozoaires (AF), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (AR), Ostracodes (TR).

La partie sommitale du Campanien est caractérisée par la présence d'*Anomalinoidea monterelensis* MARIE (TF), accompagnée de *Siderolites vidali* DOUV. (TF), *Cibicides roestae* VISSER (AF), *Discorbis supracretacea* SCHIJFSMA (AF), *Goupillaudina daguini* MARIE (AF), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (AF), Bryozoaires (AF), Ostracodes (AF), association déjà rencontrée en même position stratigraphique à la base de la coupe d'Aubeterre [Seronie-Vivien, 1958].

Le Maestrichien se reconnaît par une riche association de : *Orbitoides media* (D'ARCH.) SCHLUMB. (TF), *Siderolites vidali* DOUV. (F), *Rotalia cf. trochidiformis* LMK (F), *Goupillaudina daguini* MARIE (AF), *Pararotalia tuberculifera*

HOFKER (AF), *Ostracodes* (AF), *Bryozoaires* (AR), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) BARRIER et NEUMANN (AR), *Cibicides minimalis* SCHIJFSMA (AR), *C. subcarinatus* CUSH. et DAED., *C. roestae* VISSER (R), *Fallotia jacquoti* DOUV. (TR).

IV. Interprétation stratigraphique.

On peut envisager de la façon suivante l'attribution stratigraphique des différents niveaux précédemment décrits :

CONIACIEN. — *Coniacien inférieur à moyen* (niveaux 1 et 2) : à la Davidie (coupe M), la partie inférieure du Coniacien est représentée par des calcaires assez durs surmontés par des marnes et des calcaires glauconieux (niveau 1). Le calcaire massif à Bryozoaires (niveau 2) qui les couronne se retrouve à la base des coupes de Le Bissac (coupe I), Maine-aux-Anges (coupe J), Masmillaguet (coupe N).

Ce calcaire massif est daté du Coniacien par la présence d'un *Peroniceras* (coupe M) dont l'espèce n'est pas déterminable, mais ce genre ne se rencontre qu'au Coniacien [Basse de Ménorval et Sornay, 1959], et par *Tissotia robini* THIOLL. récolté au Maine-aux-Anges (coupe J), caractéristique du Coniacien inférieur et moyen.

Coniacien supérieur (niveau 3) : la partie supérieure du Coniacien est représentée par un calcaire en général bien glauconieux. Ce niveau se retrouve à Le Bissac (coupe I) pour sa partie tout à fait inférieure, Maine-aux-Anges (coupe J), L'Amblardie (coupe L), Masmillaguet (coupe N).

SANTONIEN. — *Santonien inférieur* (niveaux 4 à 8) : le Santonien débute par des calcaires assez marneux renfermant de nombreux fossiles (niveaux 4 et 5) dont des *Leptomaria*, de gros *Cardium* et quelques Échinodermes. Ces niveaux ont été rencontrés à Maine-aux-Anges (coupe J), Chalarmat (coupe K), L'Amblardie (coupe L), Masmillaguet (coupe N). Ces quatre coupes ont atteint une zone à silex (niveau 6), surmontée d'un calcaire en plaquettes au sein duquel ont été récoltés *Placentyceras syrtale* MORT. et de très nombreuses *Rhynchonella vespertilio* D'ORB. (niveau 7). Ce niveau a été traversé à L'Amblardie (coupe L), Maine-aux-Anges (coupe J), Chalarmat (coupe K). Dans cette dernière localité la coupe se termine par des marnes et un calcaire crayeux glauconieux avec lits marneux (niveau 8).

Santonien moyen : la partie moyenne du Santonien, classiquement décrite comme très riche en *Ostrea vesicularis* et *Ostrea proboscidea*, n'a pas été étudiée.

Santonien supérieur (niveaux 9 et 10) : les niveaux gréseux et glauconieux de la coupe de Gurat (H 2) semblent appartenir au sommet du Santonien qui se termine généralement en Aquitaine par un épisode détritique ; cependant aucune faune ne vient confirmer cette attribution.

CAMPANIEN. — *Campanien inférieur et moyen* (niveaux 11 et 12) : l'entrée dans le Campanien (coupe H 1) se marque par l'apparition d'un faciès crayeux (niveau 11) qui s'affirme ensuite, devenant monotone, tandis que des lits de silex en rognons se développent (niveau 12). Faute de temps, cette partie de la série n'a été étudiée que sporadiquement (coupes D, E, F, G), les mêmes terrains présentant d'autre part des affleurements naturels dans les environs.

Campanien supérieur (niveaux 13 à 15) : dans la partie supérieure de cet étage (coupe C) on remarque une légère différenciation de la lithologie ; le calcaire crayeux se charge en argile (niveaux 13 et 15) tandis qu'au contraire certains épisodes plus organodétritiques (niveau 14) annoncent déjà le faciès du Maestrichtien.

L'âge campanien de ces formations est confirmé par la présence dans le niveau 14 de *I. cf. balticus* et de *Pachydiscus stobaei* NILSS. D'autre part l'abondance d'*Anomalinoidea monterelensis* MARIE situe ces couches à la partie sommitale de l'étage ; l'absence d'*Orbitoides media* ne laisse aucun doute sur leur position en dessous du Maestrichtien.

MAESTRICHTIEN (niveau 16 à 19). — Après un court épisode encore marneux (niveau 16) mais déjà daté du Maestrichtien par la présence d'*Orbitoides media*, le faciès lithologique devient organodétritique (coupe B), les calcaires prennent une teinte jaunâtre tandis que les accidents siliceux disparaissent ou sont exceptionnels (niveaux 17 et 18). On notera toutefois le retour occasionnel à une sédimentation plus mar-

Échelle verticale

2 m
1
0

Le **SANTONNIEN MOYEN**
n'a pu être étudié

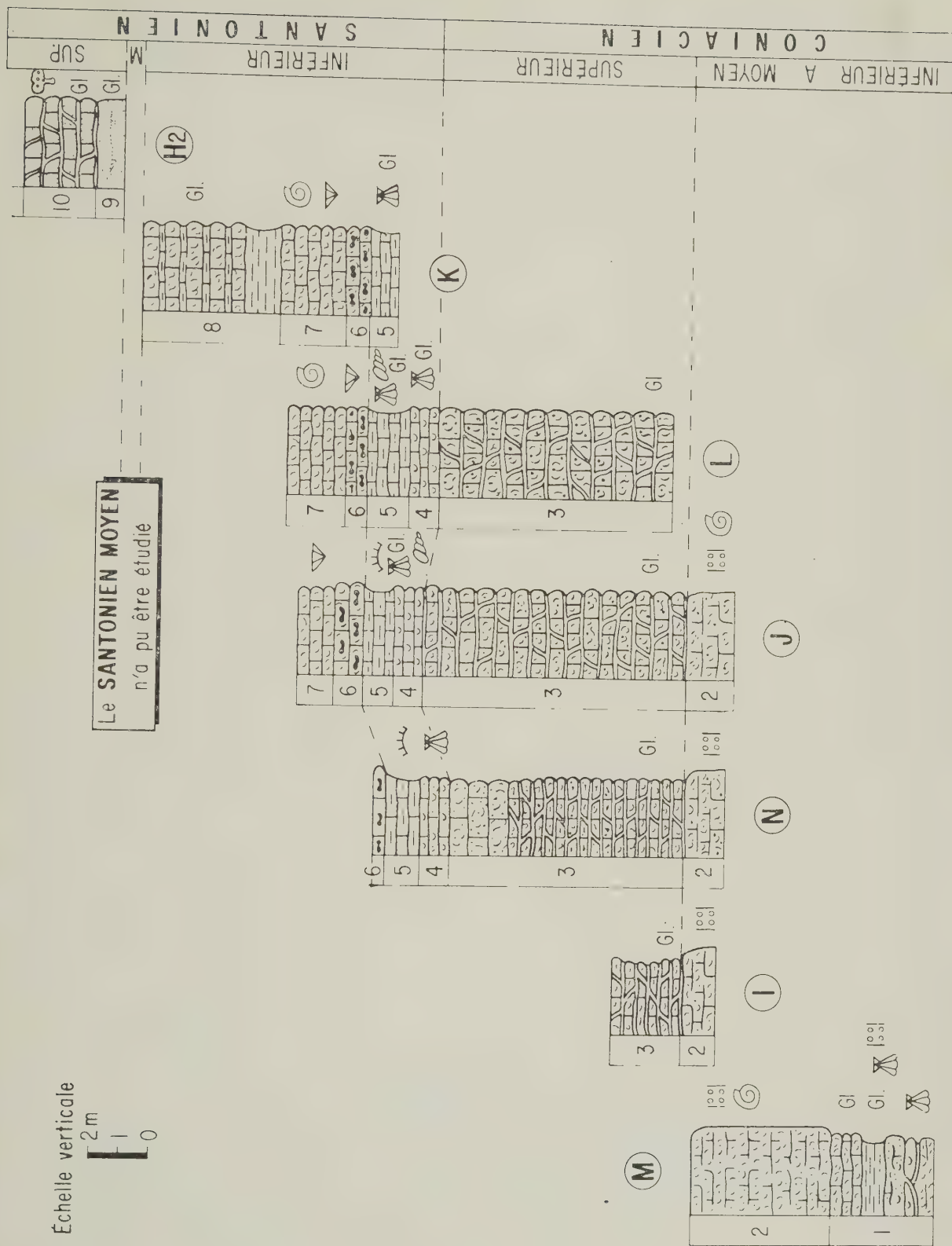
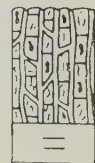


Fig. 2. — Coupes stratigraphiques du Coniacien et du Santonien.

Les figurés lithologiques utilisés sont ceux préconisés par A. LOMBARD, Géologie sédimentaire, les séries marines, 1956, p. 276-281.

	Brachiopodes
	Bryozoaires
	Cephalopodes
	Gastropodes
	Lamellibranches
	Polypiers
	Orbitoides
	Oursins
	Spongiaires

210



Nota : L'échelle verticale n'est utilisée que pour les coupes relevées et non pour les intervalles les séparant.

neuse et glauconieuse (niveau 19). Outre l'abondance d'*Orbitoides media* à tous les niveaux, la récolte de *Eutrophoceras desertorum* ZITTEL (coupe A) confirme l'âge maestrichtien de ces formations.

*
* *

En conclusion, l'étude détaillée de matériaux recueillis dans une région proche des locali-

tés types du Sénonien (Coniacien, Santonien, Campanien, «Dordonien») nous a paru digne d'intérêt. En effet, la récolte de faunes de Céphalopodes et de Lamellibranches est particulièrement importante pour un début de corrélation entre des séquences de faciès micrographiques et d'associations de microfaunes d'une part, et les échelles classiques d'Ammonites et d'Inocérames d'autre part.

Bibliographie.

- ARNAUD H. (1877). — Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. géol. France*, Géol., 2^e sér., t. X, n^o 4.
- BASSE DE MÉNORVAL E. et SORNAY J. (1959). — Généralités sur les faunes d'Ammonites du Crétacé supérieur français. *C. R. 84^e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts*, Dijon, Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 7-26.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE FRANCE AU 80 000^e, feuilles de Jonzac, Périgueux, Rochechouart. Paris, Serv. Carte géol. France.
- COLLIGNON M. (1959). — Corrélations sommaires entre les dépôts du Crétacé supérieur de Madagascar et ceux d'Europe occidentale en particulier de la France. *C. R. 84^e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts*, Dijon, Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 44-52.
- COQUAND H. (1858). — Description physique, géologique, paléontologique, et minéralogique du département de la Charente.
- FAGE G. (1934). — Les Rhynchonelles du Crétacé supérieur des Charentes. *B. S. G. F.*, (5), IV, p. 433-441, pl. XXIII.
- FRENEIX S. (1959). — Lamellibranches du Crétacé supérieur de France (Protobranches, Prionodontes, Dysodontes (pars). *C. R. 84^e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts*, Dijon, Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 175-248.
- GROSSOUVRE A. DE (1901). — Recherches sur la Craie supérieure. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France. LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL*, vol. 1 (Europe), fasc. 4 à 6.
- ORBIGNY A. D' (1842). — Paléontologie française, terrains crétacés.
- SEITZ O. (1956). — Uber Ontogenie, Variabilitat und Biostratigraphie einiger Inoceramen. *Pal. Zeitschr.*, Bd 30, Sonderh. 3-6.
- SÉRONIE-VIVIEN M. (1958). — Les Foraminifères du Maestrichtien d'Aubeterre. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 129-130.
- (1959). — Les localités-types du Sénonien dans les environs de Cognac et de Barbezieux (Charente). *C. R. 84^e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts*, Dijon, Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 579-589.
- SORNAY J. (1959). — Les faunes d'Inocérames du Crétacé supérieur en France. *Ibid.*, Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 662-669.

Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasique du massif cristallin du Grand-Châtelard (Savoie)

par Nicole PARJADIS DE LARIVIÈRE*.

Sommaire. — Contrairement aux formations spilitiques triasiques de la bordure nord du massif du Grand-Châtelard (Montvernier), celles de la bordure sud (Loulla) n'ont jamais été étudiées. La description détaillée de la succession des assises triasiques dans chaque affleurement, l'étude micrographique et chimique des roches volcaniques montrent qu'à Montvernier on a affaire à des cinérites et tufs cinéritiques intimement liés aux arkoses et aux calcaires ; qu'à Loulla, au contraire, il s'agit bien d'une coulée de lave à composition chimique de basanite.

Kilian et Revil [1904] signalaient « un affleurement de spilite entre Montvernier et Pontamafrey » qui « se présente là entre les schistes cristallins et les dolomies du Trias supérieur ». D'après ces auteurs, « ce gisement est unique en Maurienne au Nord de l'Arc ; les spilites du Châtelard étant situés au Sud de ce cours d'eau ». Seul l'affleurement de la chapelle de Montvernier fit ultérieurement l'objet d'une coupe détaillée [Gignoux et Moret, 1931, p. 60] puis d'une série d'observations en lames minces [Perrin et Roubault, 1941, p. 162-166], les spilites du Châtelard¹ n'étant même pas mentionnés sur la carte géologique au 80 000^e (Saint-Jean-de-Maurienne, n° 179, 2^e éd., 1931). Ayant reconnu sur le terrain ce nouveau gisement (maison forestière de Loulla), il m'a paru intéressant de l'étudier comparativement à celui de Montvernier et de le rapprocher de spilites étudiés dans d'autres régions.

I. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU MASSIF. SA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE. — En remontant la vallée de l'Arc entre Saint-Avre et Saint-Jean-de-Maurienne, on traverse du Nord-Ouest au Sud-Est le massif cristallin du Grand-Châtelard, coupé par cette rivière en deux tronçons inégaux : les formations spilitiques de Montvernier se trouvent sur la rive droite, vers 800 m d'altitude, celles de Loulla entre 1 550 et 1 600 m, de l'autre côté.

Massif cristallin de la « zone alpine externe » le Grand-Châtelard est situé à l'E de la chaîne

de Belledonne et s'enneige au Nord sous les terrains sédimentaires de la zone dauphinoise orientale. Sa couverture sédimentaire, très entaillée par l'érosion, est la suivante : Houiller probable [Kilian et Revil, 1904, p. 75] ; Trias laminé et écrasé discordant sur le Cristallin ; Lias bréchoïde, calcaire ou schisteux, appartenant au Lias moyen et supérieur, le « Lias calcaire » « fait complètement défaut dans la couverture directe du massif, par suite d'une émergence au Lias inférieur » [Barbier, 1944, p. 39]. Ces assises sont, par place, en contact direct avec le substratum ; Nummulitique découvert par R. Barbier [1944, p. 24].

II. DESCRIPTION DES GISEMENTS. ASPECT MACROSCOPIQUE DES FORMATIONS SPILITIQUES. a) *Gisement de Montvernier.* A gauche de la route de Pontamafrey à Montvernier, juste au-dessous de la chapelle de Montvernier, une excavation naturelle facilite l'étude de l'affleurement de cinérites et tufs spilitiques, banc vert de 2 à 3 m d'épaisseur environ, bien visible, sous les calcaires triasiques dressés en corniche, au-dessus des escarpements cristallins. Interrompue par une faille, cette corniche reprend en direction du Nord-Ouest, toujours accompagnée à sa base du banc vert, plus ou moins apparent au milieu de la végétation.

* Note présentée à la séance du 7 mars 1960.

1. R. Barbier (levés inédits au 50 000^e) avait attiré mon attention sur ce gisement.

Décrivant cette « coupe de Montvernier », Gignoux et Moret [1931, p. 60] notent sur les schistes cristallins redressés (en réalité, granite très écrasé) une série triasique discordante de 5 à 6 m de puissance qui s'établit ainsi de bas en haut : grès arkoses à grain quartzueux ; cinérites et tufs spilitiques verdâtres ; calcaires dolomitiques en plaquettes et schistes jaunes ; calcaires à silex noirs avec bancs de dolomies claires.

En reprenant plus spécialement l'étude des formations spilitiques et en relevant d'Est en Ouest plusieurs coupes le long de leur affleurement, on peut préciser qu'entre les grès arkosiques et un banc-repère de 20 cm de calcaire gris clair, il existe, en gros, 3 m de formations soit purement volcaniques, soit mêlées aux arkoses et aux calcaires et se répartissant ainsi de bas en haut :

- 30 cm d'une brèche cinéritique à ciment d'arkose ;
- 2 m de tufs schisteux verts, traversés par des filons secondaires de quartz et de chlorite et se terminant (sur 20 cm) par une croûte schisteuse très altérée et ferrugineuse ;
- 70 cm à 1 m de fragments de cinérites noyés dans un calcaire gréseux.

Ces formations spilitiques se présentent, le plus communément, sous forme de schistes verts à clivage facile ; mais ce n'est pas leur seul aspect : il existe, mêlées à eux, des formes massives à grain fin et quelques formes vacuolaires. Les passées conglomératiques représentent les termes intermédiaires aussi bien entre les arkoses et les roches volcaniques, qu'entre celles-ci et les calcaires.

b) *Gisement de Loulla*. Le chemin muletier montant de Jarrier à la forêt du Sapey, à l'W de Saint-Jean-de-Maurienne, longe, au lieu dit « maison forestière de Loulla » (plan directeur au 20 000^e, Saint-Jean n° 3), une paroi granitique à la base, triasique au sommet. C'est à cet endroit que se situe le principal affleurement de spilite.

En raison des nombreux accidents qui ont affecté le socle cristallin et sa couverture sédimentaire, la série triasique, sur cette bordure sud du massif, ne présente pas la même continuité et les mêmes faciès que celle de Montvernier. On peut cependant établir, à la faveur de plusieurs coupes, une série triasique synthétique où l'on observe successivement, au-dessus du granite mylonitisé de base : des calcaires spathiques noirs discordants ; des brèches spilitiques à ciment calcaire ; une coulée de spilite, accompagnée à sa base d'un niveau chloriteux ; des calcaires dolomitiques à patine rousse.

Ces formations triasiques se prolongent, sporadiquement, vers l'Ouest, en direction du sommet du Grand-Châtelard, mais leur étude devient difficile, car elles s'emboîtent parfois en écaïlles, très laminées et écrasées dans le Cristallin.

Les formations spilitiques de Montvernier et de Loulla ont une position stratigraphique sensiblement identique à la base du Trias, et leurs conditions de sédimentation semblent correspondre, dans les deux cas, à des dépôts peu profonds. Elles débute l'une et l'autre par une zone bréchique : la brèche de Montvernier correspond à de petits amas cinéritiques intimement liés aux arkoses, celle de Loulla à des blocs de lave pris dans un réseau calcaire. Cette différence est peut-être liée à une variation de distance au centre d'émission. Quant au banc vert chloriteux, présent à la base de la coulée de Loulla, il pourrait s'interpréter comme la transformation complète de laves ou projections vitreuses en chlorite.

Mise à part leur couleur verte uniforme, les formations de Loulla, comme celles de Montvernier, présentent des types compacts à grain fin, d'autres à grain grossier, voisinant avec des formes schisteuses, vacuolaires ou franchement bréchiques. L'aspect macroscopique ne permet donc pas de distinguer, à première vue, les laves de Loulla des tufs de Montvernier. Nous verrons que cette identité n'est qu'apparente ; la structure minéralogique de chaque formation définissant parfaitement son origine.

III. DESCRIPTION MINÉRALOGIQUE. — a) *Cinérites et tufs de Montvernier*. De l'observation en lames minces des échantillons prélevés sous la chapelle de Montvernier et, plus à l'Ouest, à l'aplomb d'une croix dominant la vallée, se dégagent deux types pétrographiques nets : les cinérites de la base et du sommet du gisement, les tufs intermédiaires. Par rapport au faciès schisteux le plus fréquent, les formes compactes correspondent à des modifications locales de la texture, et les passées vacuolaires peut-être à des produits de protection plus importants tels que des blocs de lave.

Au sein de l'arkose de base (lame n° 2627), on distingue nettement des zones spilitiques, bordées de quartz de recristallisation ou d'épaisses traînées ferrugineuses. Ces fragments ainsi délimités, sont des cendres volcaniques dans lesquelles n'apparaît qu'une pâte terreuse, riche en fer, en chlorite et en paillettes de séricite.

Les trois types schisteux suivants (lames nos 2628-2629-2630) offrent tous la même image, au degré d'altération près. Pâte entièrement chloritisée et séricitisée, coupée de filonnets de quartz de recristallisation; nombreux et importants fantômes de minéraux ferro-magnésiens. La texture schisteuse se retrouve, au microscope, dans le fait que les grains et les traînées d'oxyde de fer sont grossièrement alignés selon des plans. En remontant dans la série, la pâte reste inchangée mais les micro-lites d'albite sont de plus en plus visibles et nombreux. Gros filonnets de quartz recristallisé, plaques de calcite.

Mêlées aux types schisteux, les formes compactes (lames nos 882 et 2508) ne correspondent à aucune modification de composition minéralogique. On voit, au microscope, un fond chloriteux, sériciteux, calcique, taché inégalement d'oxyde de fer et de granules de sphène, et d'autre part de très nombreux fantômes d'éléments ferro-magnésiens à contours automorphes, dont la taille peut atteindre 550 μ . Ces anciens cristaux, probablement d'olivine, sont pseudomorphosés de manière inégale par une chlorite associée à du quartz et bordés, parallèlement à leurs faces, d'une ceinture d'oxyde de fer dessinant leurs anciens golfes de corrosion. Le fer est disséminé à travers toutes les roches soit sous forme d'oxyde, soit sous forme de sulfure : dans ce dernier cas, il s'agit alors de beaux cristaux couronnés de lamelles de chlorite. Les plagioclases, maclés albite, lorsqu'ils sont visibles, ont pu être déterminés à la platine de Fédorof comme étant de l'albite An 0-5 (+ 2 V = 70-75°).

Le faciès schisteux passe localement, sans transition, à un faciès vacuolaire. Dans un échantillon (lame n° 2509), la trame nette de micro-lites de feldspaths dessinée au microscope, en lumière naturelle, rappelle la structure intersertale. On peut penser que des blocs cohérents, dont les contours se seraient ensuite littéralement « fondus » dans la pâte spilitique, auraient été mêlés aux projections fines. En lumière polarisée, malheureusement, la séricitisation intense, jointe à un voile d'oxyde de fer, empêche de formuler une opinion nette sur cette structure. La pâte est formée de chlorite, de quartz, de séricite, de calcite et de nombreux petits granules opaques, le tout associé de manière très diffuse. Des veinules de chlorite vert pâle sillonnent le fond et s'élargissent en vacuoles. Cette même chlorite pseudomorphose d'anciens minéraux ferro-magnésiens reconnaissables à leurs contours polygonaux bordés de noir. Peu de calcite, elles est associée

le plus souvent aux quelques grandes plages de quartz formées d'individus engrenés.

Le calcaire gréseux terminal (lame n° 1631), pris juste au-dessous du banc-repère de calcaire gris clair, est formé essentiellement de calcaire et de quartz englobant, par place, des amas de cinérites identiques à ceux décrits dans l'arkose.

L'étude minéralogique des formations spilitiques de Montvernier ajoute, aux observations faites sur le terrain, plusieurs renseignements complémentaires. La nature volcanique de ces formations n'est pas à mettre en doute : il s'est déposé d'abord une cendre très fine qui s'est mêlée aux arkoses supérieures; puis des tufs cinéritiques à minéraux automorphes, peut-être à l'origine accompagnés de blocs de lave et qui ultérieurement se sont compactés et feuilletés sous la pression des sédiments sus-jacents et sous l'effet des laminages tectoniques; enfin, de nouveau des cinérites remaniées lors des premiers dépôts calcaires.

b) *Spilites de Loulla*. Contrairement aux tufs de Montvernier, caractéristiques sur le terrain, mais qui montrent, en lame mince même dans les échantillons les mieux conservés apparemment, la constance d'une altération très poussée, les spilites de Loulla, très difficile à circonscrire, offrent, au microscope, l'image très nette de laves.

La description la plus intéressante est celle d'un spilitite vacuolaire (lame n° 1291), gris-vert, ponctué de taches noires, pris à l'orée de la forêt du Sapey, un peu à l'écart du gisement principal et très près du cristallin. La structure est microlitique, intersertale, à trame de plagioclases. Ceux-ci se présentent en baguettes d'albite allongées, de l'ordre de 200 μ , épaisses de 20 à 30 μ , rarement maclées albite et très enchevêtrées. Les minces interstices laissés par la trame sont occupés par une pâte difficile à caractériser : nette dominance de la chlorite accompagnée d'oxyde de fer, albite, quartz et fine poussière de minéraux opaques très réfringents : sphène probablement. De nombreux cristaux, dont certains parfaitement automorphes, d'assez grande taille, ont un centre formé de chlorite vert clair et une bordure continue de quartz à extinction roulante accompagnée d'agrégats microcristallins de sphène ou de leucoxène. Les contours de ces minéraux, ainsi pseudomorphosés font penser à l'olivine. Les vacuoles sont de deux sortes : les unes bourrées de sphérolites ou de taches informes de chlorite, bleu foncé en lumière polarisée, plus rarement de séricite, parfois à cœur de calcite ou de quartz; les autres, constituées uni-

quement de calcite. Toutes sont bordées de petits individus de quartz recristallisé intimement liés à de la calcite diffuse. Des filons de quartz ou de calcite se résorbent dans la pâte ou forment un réseau secondaire, cloisonnant la roche. Le quartz a deux habitus : soit dans la pâte, en plages liées à un minéral opaque, entourant les éléments ferro-magnésiens ; il est alors en relation étroite avec la chlorite ; soit dans les filons et autour des vacuoles, en granules recristallisés, associés à la calcite.

Les deux autres échantillons de spilite sont des types compacts, verts (lames n^{os} 1001 et 2516). Ils proviennent de la falaise qui domine le chemin conduisant à la maison forestière de Loulla, et ont été pris juste au-dessus du banc chloriteux. On retrouve, au microscope, l'image d'un édifice cristallin comparable à celui du spilite vacuolaire, mais les microlites de plagioclases, rapportés à l'albite, sont constellés de paillettes de séricite et de granules opaques, ce qui rend leur nature indéchiffrable. La pâte, identique à celle du spilite vacuolaire, est cependant aussi riche en chlorite qu'en calcite. Il n'y a pas de quartz de recristallisation et peu de fantômes d'éléments ferro-magnésiens.

Pris dans le banc chloriteux, à la base de la coulée, un échantillon (lame n^o 1290), vert foncé en masse, se présente, à première vue, comme formé d'une infinité de petits grains tous semblables, s'effritant au toucher. Au microscope, on retrouve cette particularité. Un seul minéral, une chlorite, s'individualise en sphérolites jointifs ayant les caractères suivants : polychroïsme vert pâle à incolore, biréfringence dans les tons bruns et structure en éventail. Ces propriétés font penser à une ripidolite. Elle proviendrait soit d'une coulée à structure vitreuse sphérolitique complètement dévitrifiée et chloritisée, soit de projections vitreuses fines, agglomérées et transformées en chlorite.

Le gisement de Loulla présente bien les caractères microscopiques des roches d'épanchement, mais étant donné la dispersion des affleurements et l'état actuel de l'érosion, il est difficile d'apprécier l'importance de cette coulée et, d'autre part, de dire si les brèches lui sont contemporaines, antérieures ou postérieures. Seul le niveau chloriteux, résultat de la transformation complète d'une coulée ou de projections vitreuses en chlorite, a une position stratigraphique nettement de base.

IV. ANALYSES CHIMIQUES. — Dans le tableau suivant figurent les pourcentages d'oxydes don-

nés par l'analyse chimique (analyste : N. Parjadis de Larivière, Grenoble, 1960) du tuf cinéritique de Montvernier (A), du spilite compact de Loulla (B) et du banc chloriteux de Loulla (C) :

	A	B	C
SiO ₂	36,00	40,40	27,65
Al ₂ O ₃	17,25	14,20	20,50
Fe ₂ O ₃	3,80	4,55	1,80
FeO.....	5,00	7,05	16,80
MgO.....	10,85	8,15	17,70
CaO.....	8,70	6,90	0,55
Na ₂ O.....	0,80	4,20	0,20
K ₂ O.....	4,00	1,55	—
TiO ₂	1,25	0,65	0,05
P ₂ O ₅	0,55	0,30	—
MnO.....	0,40	1,25	3,10
H ₂ O ⁺	11,15	9,40	10,55
H ₂ O ⁻	0,20	0,65	0,30
Total.....	99,95	99,25	99,20

Les résultats de l'analyse A (tuf cinéritique de Montvernier), trop forts en Al et Mg, trop faibles en Si, confirment bien la nature composite de la roche, il est donc inutile d'essayer de la faire entrer dans la classification des roches volcaniques.

a) Les paramètres CIPW-Lacroix du spilite compact de Loulla (analyse B) sont : III.6.2 (3).4.[2.3.'2.2(3).], ce qui le place dans la famille des théralites. Il peut être considéré comme l'équivalent paléo-volcanique d'une basanite, ou téphérite mésocrate à olivine, très voisin par sa composition chimique de la définition paramétrale des basanites actuelles, données par Lacroix, à savoir : III.6.3.4.[2.2.2.2.]. Il est intéressant de constater que la roche de Loulla se rapproche, par sa position dans la classification chimique, de trois types de laves triasiques décrits par Bellair dans le Pelvoux [1948, p. 207] et auxquels cet auteur, pour des paramètres donnés, a attribué les noms suivants :

métatéphrite II (III).6.3.4. [2.'3.2.'2.] (col de Préclos),

épitéphrite II (III).(5)6.3.4.[(1)2.'3.2.3.] (col de la Vaurze),

métabasane (II) III.(5)6.3.'4.[(1)2.2(3).2.'3.] (ravin au S de Sagnières. Le Monétier).

b) Les paramètres magmatiques de Niggli pour l'analyse B sont : si = 93, al = 19, fm = 52, c = 17, alk = 12, ti = 1,11, p = 0,28, k = 0,19, mg = 0,54 ; valeurs qui correspondent à un type magmatique mélatéralitique avec fm plus élevé, c et alk un peu faibles.

Les valeurs de graphique Q = 17,6, L = 41,2, M = 40,9 π = 0,25, γ = 0,14 sont calculées pour la même analyse. En les reportant sur les diagrammes Q-L-M ; Kp-Ne-Cal et Mg-Fe-Ca

(base sans calcite) de la différenciation spilitique, établis par M. Vuagnat [1946, p. 203-204] sur les diabases suisses, on s'aperçoit que la lave de Loulla a un certain air de parenté avec elles.

c) *La chlorite de Loulla* (analyse C) ne renferme pas de potassium ; son pourcentage en calcium est très faible, ainsi que sa teneur en fer ferrique ; par contre, il y a à peu près autant de fer ferreux que de magnésium et une proportion importante de manganèse. On peut admettre, en utilisant la méthode des rapports moléculaires, une formule empirique voisine de : $4\text{SiO}_2, 2\text{Al}_2\text{O}_3, 7(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}, 6\text{H}_2\text{O}$. Les rapports $s = \text{SiO}_2/(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, $a = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $f = \text{FeO}/\text{MgO}$ sont intéressants à connaître, car ils caractérisent les diverses espèces de chlorites. J. Orcel [1927, p. 355], dans sa classification des chlorites, et plus spécialement des ripidolites, note que, pour ces dernières, « le rapport f est toujours compris entre 0,5 et 1,5 et que le rapport a n'atteint qu'exceptionnellement la valeur 0,15 ». Pour la chlorite de Loulla, $f = 0,52$, $a = 0,05$ et $s = 2,17$, valeurs qui la classent bien parmi les ripidolites.

CONCLUSION. — Les deux affleurements de formations spilitiques étudiés à Montvernier et à Loulla, se révèlent, à l'examen microscopique et à l'analyse, très dissemblables. Si, par leur étude respective sur le terrain, on est en droit de penser qu'ils ont certains points communs, une étude plus poussée conduit à des résultats différents. Le gisement de Montvernier est constitué d'éléments de projection, en général fins, cendres et lapillis, peut-être localement plus importants : blocs de lave, cimentés par des arkoses ou des calcaires ou formant une assise schisteuse. Par contre, le gisement de Loulla, débutant par des laves ou projections vitreuses transformées en ripidolite, fait partie d'une coulée spilitique caractéristique, à tendance très basique, et probablement importante puisque l'on retrouve des lambeaux de lave encore accrochés au socle cristallin, sur 500 m de dénivellation, jusqu'au voisinage du sommet du Grand-Châtelard. Il est possible d'imaginer qu'un seul centre éruptif ait donné naissance à la coulée de Loulla et aux tufs cinéritiques de Montvernier ; les deux gisements auraient alors été situés de part et d'autre du cratère d'où la lave ne se serait épanchée que vers le Sud. De toute façon, l'étude de l'affleurement de Montvernier ne peut malheureusement pas être poussée vers l'Est : la corniche triasique s'enfonçant rapidement, dans cette direction, sous le Lias et les moraines.

Bibliographie.

- BARBIER R. (1944). — Découverte de Nummulitique dans la couverture du massif du Grand-Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 24-25.
- (1944). — Sur l'existence d'un « dôme » émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand-Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *Ibid.*, p. 38-39.
- BELLAIR P. (1948). — Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1931). — Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XV, fasc. 3, p. 1-124.
- KILIAN W. et REVIL J. (1904). — Études géologiques dans les Alpes occidentales. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, t. I, p. 71-77 ; t. II, fasc. 1, p. 4-17.
- ORCEL J. (1927). — Recherches sur la composition chimique des chlorites. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 50, p. 75-456.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1941). — Quelques observations sur le spilite de Montvernier (Savoie). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXXVI, p. 161-171.
- VUAGNAT M. (1946). — Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows-lavas. *Bull. suisse Min., Pét., t. XXVI*, p. 116-228.

La succession stratigraphique représentative du Nummulitique girondin, dans le sous-sol de la presqu'île d'Ambès, au Nord de Bordeaux

par Odette DUCASSE, Mauricette VEILLON et Michel VIGNEAUX *.

Sommaire. — Étude lithologique et micropaléontologique, avec interprétation stratigraphique raisonnée des séquences sédimentaires successives constituant le Nummulitique bordelais typique, grâce à l'analyse détaillée d'une coupe géologique continue, relevée dans le forage d'alimentation en eau de la Centrale thermique d'Ambès (Gironde).

L'Éocène en Gironde est essentiellement reconnu grâce à des affleurements localement développés et le plus souvent géographiquement dispersés. Les corrélations restent très délicates à réaliser du fait de cette dispersion. Par ailleurs, les coupes verticales ainsi découvertes n'offrent que peu d'intérêt, car il est pratiquement impossible d'interpréter, grâce à elles, les nombreuses variations latérales de faciès qui caractérisent les sédiments de cette période dans la zone intéressée. Les déterminations stratigraphiques contradictoires, qu'il est possible de relever à ce sujet dans les travaux antérieurement publiés, sont le reflet des difficultés rencontrées. L'examen comparé de nombreuses séries sédimentaires, échantillonnées lors du forage de forages récemment exécutés ou provenant de diverses collections et concernant des puits anciennement étudiés, nous a d'ailleurs révélé que même la synthèse générale des terrains tertiaires publiée par A. Fabre en 1939 ne peut être acceptée comme référence, les corrélations réalisées par cet auteur reposant trop souvent sur des interprétations stratigraphiques construites à partir de critères insuffisants et discutables.

Or les terrains considérés constituent la majeure partie du substratum sur lequel reposent les couches alluvionnaires, tant dans le Médoc sur la rive gauche de la Gironde que dans la zone dite de la « presqu'île d'Ambès » au confluent de la Garonne et de la Dordogne. Ainsi apparaît tout l'intérêt présenté par un forage situé dans cette dernière zone et traversant complètement, ou presque, la série

éocène, comme celui effectué récemment sur le terrain de la Centrale thermique de l'Électricité de France, dans la commune d'Ambès. Grâce à cet ouvrage, il est aujourd'hui possible de préciser les caractéristiques de la succession complète des sédiments nummulitiques ceinturant au Nord le synclinal de Bordeaux.

L'étude de la série lithologique traversée par ce forage, ainsi que celle de la microfaune que l'on y rencontre, conduisent à établir une succession de faciès dont l'interprétation stratigraphique repose sur l'examen détaillé de la répartition des Foraminifères et des Ostracodes, également bien représentés dans les sédiments considérés.

— DESCRIPTION DES LITHOFACIÈS NUMMULITIQUES DU FORAGE D'AMBÈS E. D. F.

1. 0 à 2,20 m	vase argileuse brune.
2. 2,20 à 15,15 m	argile brune ou gris-vert, ligniteuse.
3. 15,15 à 27,15 m	sable beige, grossier, avec graviers et galets de quartz.
4. 27,15 à 28,40 m	argile verte et graviers de quartz.
5. 28,40 à 35,90 m	marne bariolée jaune, brune et verdâtre avec nombreux gravillons de quartz.
6. 35,90 à 36,40 m	marne bariolée gris-vert et jaunâtre, mollassique et micacée, avec plaquettes de grès, gris, fin et micacé.
7. 36,40 à 42,15 m	marne bariolée gris-vert et jaunâtre, mollassique et micacée, avec éléments calcaires blancs et gros graviers de quartz.

* Note présentée à la séance du 7 mars 1960.

8. 42,15 à 47,20 m	calcaire marneux blanc bariolé de vert et jaune.	34. 173,05 à 179,05 m	calcaire dolomitique, brun grisâtre, avec calcaire blanc, quartzeux et sable quartzeux grossier gris.
9. 47,20 à 51,55 m	marne mollassique grise, à grain fin, micacée et ligniteuse.	35. 179,05 à 182,20 m	calcaire blanchâtre, marneux, peu quartzeux et sable quartzeux gris.
10. 51,55 à 60,70 m	marne grise finement sableuse et micacée, un peu ligniteuse.	36. 182,20 à 185,95 m	calcaire gréseux blanc grisâtre et sable quartzeux, grossier, gris.
11. 60,70 à 70,25 m	calcaire blanc grisâtre, avec intercalations de bancs marneux.	37. 185,95 à 192,50 m	calcaire dolomitique, fin, gris, glauconieux; calcaire grossier gris clair, recristallisé, glauconieux et sable quartzeux moyen, gris.
12. 70,25 à 71,25 m	calcaire et marne blanc grisâtre avec sable quartzeux grossier.	38. 192,50 à 213,80 m	sable quartzeux gris-vert, grossier et grès à grain fin, gris.
13. 71,25 à 75,20 m	calcaire blanchâtre, cristallin.	39. 213,80 à 217,45 m	sable quartzeux gris et jaune, très grossier avec graviers, petits gravillons et lits de grès fin, grisâtre, plus ou moins ferrugineux.
14. 75,20 à 80,00 m	calcaire blanchâtre, quartzeux.	40. 217,45 à 244,20 m	sable quartzeux, grossier, gris et jaunâtre, ligniteux.
15. 80,00 à 81,20 m	sable gris, très grossier et graviers quartzeux.	41. 244,20 à 251,90 m	sable quartzeux très grossier, gris, un peu argileux.
16. 81,20 à 87,15 m	calcaire blanc grisâtre, quartzeux, avec sable quartzeux grossier.	42. 251,90 à 254,90 m	marne argileuse grise, très sableuse, micacée et ligniteuse.
17. 87,15 à 88,20 m	sable quartzeux, gris violacé, très grossier avec petits graviers.	43. 254,90 à 264,00 m	marne gris jaunâtre, sableuse et micacée associée à un sable très grossier avec petits graviers gris et jaunes et plaquettes gréseuses rougeâtres ou calcaréo-dolomitiques gris jaunâtre.
18. 88,20 à 89,75 m	calcaire marneux grisâtre avec sable quartzeux grossier.	44. 264,00 à 270,00 m	sable grossier jaune et calcaire dolomitique brun-jaune avec marne gris-jaune, sableuse.
19. 89,75 à 91,75 m	calcaire gréseux gris clair et sable quartzeux grossier.	45. 270,00 à 276,90 m	calcaire dolomitique brun grisâtre et marne brun jaunâtre, micacée.
20. 91,75 à 95,75 m	sable quartzeux gris violacé, très grossier, et graviers.	46. 276,90 à 290,75 m	calcaire dolomitique jaune grisâtre, avec nombreux éléments fossilisés, ferrugineux et marne brun-jaune, finement sableuse.
21. 95,75 à 102,70 m	calcaire grisâtre, quartzeux et glauconieux, fossilifère et légèrement détritique, avec passées marneuses.	47. 290,75 à 296,70 m	marne brun-jaune et verdâtre, finement sableuse et micacée.
22. 102,70 à 117,65 m	calcaire beige, recristallisé, peu glauconieux et quartzeux, très fossilifère.	48. 296,70 à 334,45 m	marne jaune grisâtre ou brune avec bariolures blanchâtres, finement sableuse et micacée.
23. 117,65 à 122,60 m	calcaire blanc grisâtre, finement quartzeux, glauconieux et quelque peu détritique, avec sable quartzeux moyen.	49. 334,45 à 358,00 m	marne vert grisâtre, sableuse et très glauconieuse, avec marbrures calcaires blanches.
24. 122,60 à 139,50 m	calcaire gris blanchâtre, plus ou moins cristallin, très finement quartzeux et glauconieux.	50. 358,00 à 364,00 m	calcaire grossier, très détritique, jaunâtre avec sable quartzeux grossier jaune et marne jaunâtre, sableuse.
25. 139,50 à 143,55 m	calcaire gris clair, recristallisé, quartzeux et glauconieux.	51. 364,00 à 366,95 m	calcaire gréseux, gris à grain fin, dolomitisé, avec sable quartzeux grossier jaune et nombreux graviers et gravillons noirs et blancs.
26. 143,55 à 147,50 m	calcaire gris clair, très quartzeux et glauconieux, avec sable quartzeux assez grossier et graviers bruns.	52. 366,95 à 369,95 m	calcaire finement gréseux, gris, un peu dolomitisé.
27. 147,50 à 152,65 m	calcaire grossier grisâtre, cristallin, glauconieux, avec sable quartzeux gris, assez grossier.	53. 369,95 à 371,40 m	calcaire grossier gris clair et jaunâtre, recristallisé, avec sable quartzeux très grossier jaune grisâtre.
28. 152,65 à 155,25 m	calcaire beige blanchâtre, cristallin, glauconieux, avec sable quartzeux jaunâtre, assez grossier et quelques graviers bruns.		
29. 155,25 à 157,20 m	calcaire dolomitique, gris jaunâtre et calcaire beige, cristallin, glauconieux.		
30. 157,20 à 163,20 m	calcaire grossier blanc grisâtre, cristallin, finement quartzeux et glauconieux.		
31. 163,20 à 164,65 m	calcaire grossier, détritique, gris et jaune clair, très recristallisé, glauconieux et quartzeux.		
32. 164,65 à 168,15 m	calcaire finement gréseux, gris, recristallisé, avec sable moyen gris et jaune.		
33. 168,15 à 173,05 m	sable grossier jaune avec calcaire blanc jaunâtre, détritique, glauconieux et calcaire dolomitique brun-jaune, glauconieux.		

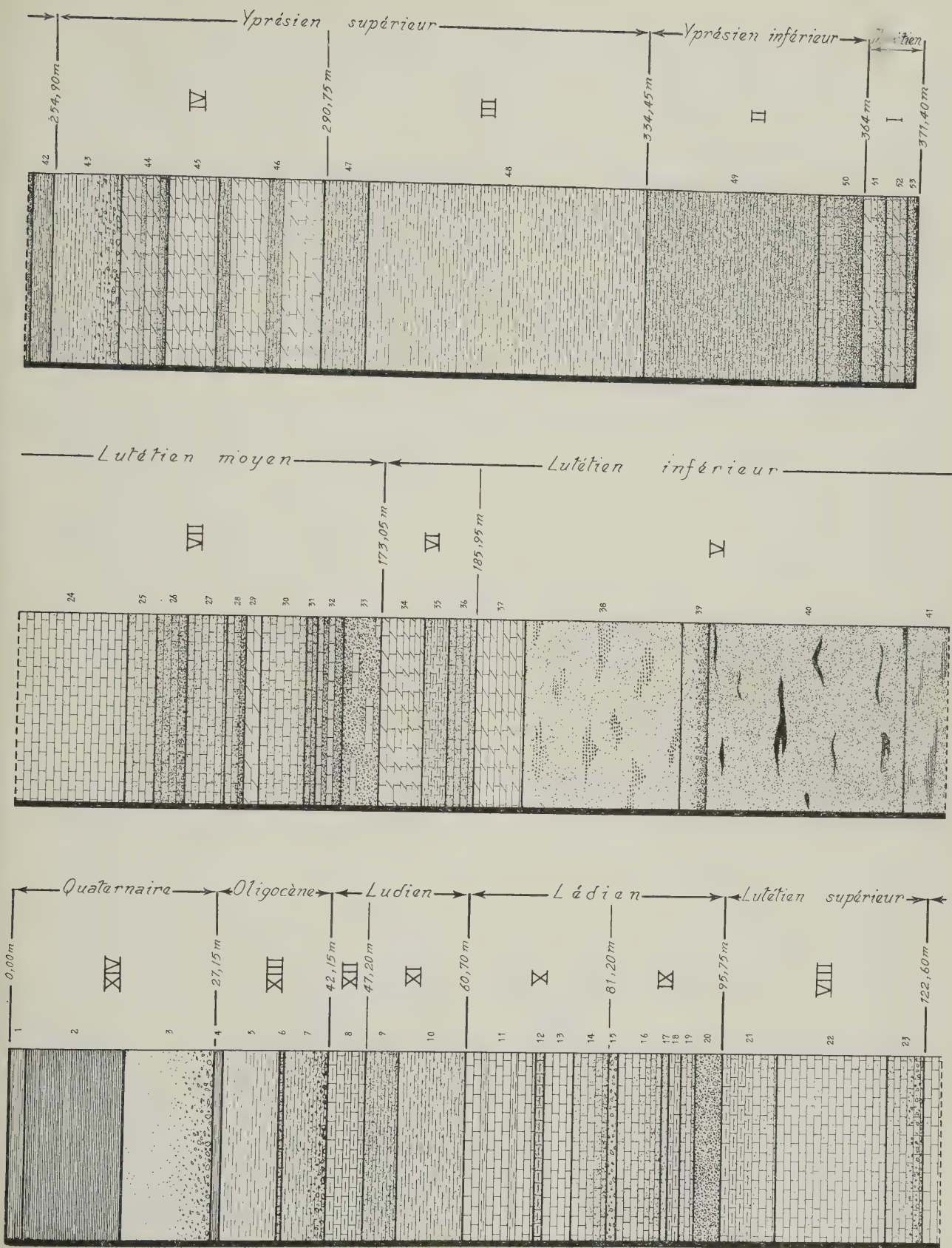


Fig. 1. — Coupe géologique du forage d'Ambès.

Interprétation des bioséquences.

I. Le faciès de base de la succession traversée consiste en un calcaire dur, blanc grisâtre, recrystallisé, mélangé à des marnes jaunâtres qui y forment probablement des intercalations localisées. Il est le témoin d'une sédimentation en milieu marin littoral, soumis à un apport d'éléments détritiques. Dans les dernières couches rencontrées, la proportion très grande de sable quartzeux grossier semble annoncer le développement d'un horizon graveleux qui se situerait à la base du calcaire gris recrystallisé, reconnu de 371,40 jusqu'à 364 m. Dans ce faciès calcaréo-sableux, la faune est pauvre et comprend tout d'abord de grands Foraminifères en nombre réduit, tant du point de vue générique que spécifique. On trouve principalement des Alvéolines allongées, du groupe *d'Alveolina oblonga* D'ORB., plus spécialement localisées dans les niveaux détritiques et de petites Nummulites plates, attribuées à *Nummulites exilis* DOUV., qui paraissent liées au faciès calcaire et non aux sables.

Toute une microfaune de petits Foraminifères est bien représentée dans les divers niveaux; ce sont essentiellement des *Cibicides*, *Anomalina*, *Nonion*, *Valvulineria* et *Polymorphinidae* auxquels s'ajoutent, d'une façon très sporadique, des *Globigerina*. La faune d'Ostracodes est pauvre et peu variée, à l'exception des *Bairdiidae*, et des genres *Xestoleberis* et *Krithe*. L'ensemble faunique traduit une influence littorale bien marquée.

La présence dans le haut de la succession (à partir de 366,95 m) de gros gravillons très arrondis, ainsi que l'apparition d'un sable grossier jaune, ferrugineux qui se poursuit dans les couches sus-jacentes, indique un mouvement assez brusque de recul des eaux.

II. A cette phase de sédimentation relativement active, en milieu littoral, fait suite une seconde phase au cours de laquelle s'installe assez rapidement un régime différent, de type néritique.

Après un bref épisode calcaréo-sableux basal, traversé de 364 à 358 m, dont les caractéristiques témoignent d'un important mouvement transgressif, le faciès considéré demeurant encore très littoral et ses constituants étant soumis à une certaine altération, la sédimentation devient uniformément marneuse, la fraction détritique, presque totalement glauco-

nieuse, donnant au terrain une teinte verte très typique.

La faune varie très rapidement à chaque changement de faciès. Ainsi, dans le calcaire détritique, les espèces du calcaire gris de la succession précédente (couche n° 53) poursuivent sans variations leur développement: il s'y associe seulement, pour les Foraminifères, des *Miliolidae*. Il faut noter toutefois, chez les Ostracodes, la présence d'une espèce caractéristique jusqu'ici du Thanétien marin et exclusivement rencontrée dans les gisements de Villers-Franqueux et Thil dans la Marne: *Triginglymus cribratus* APOSTOLESU. Cette association d'espèces ne se retrouve pas dans les marnes vertes, situées de 358 à 334,45 m, soit par suite de la nature bien spéciale du dépôt, alors très finement sableux, micacé et glauconieux, soit, plus vraisemblablement, en raison de l'approfondissement du milieu de sédimentation, ainsi que semblent le prouver certains éléments de la faune. Chez les Ostracodes, ce fait est particulièrement bien visible: les espèces néritiques sont les mieux représentées, principalement *Triginglymus cribratus* APOST., *Krithe rutoti* KEIJ. A celles-ci, s'ajoute *Cytherella fornicata* APOST., autre forme typique des gisements thanétiens du bassin de Paris et dont le genre définit un habitat sur la plate-forme continentale.

Les petits Foraminifères sont essentiellement des *Globigerinidae* (*Globigerina*, *Globorotalia*) et des *Anomalinidae* (*Cibicides*, *Anomalina*). On trouve également *Eponides* sp., *Rotalia* cf. *septifera* TERQUEM et *Asterigerina carinata* D'ORB.

Les grands Foraminifères ne sont plus représentés que par les deux genres *Nummulites* et *Assilina*, qui prennent un développement considérable dès l'apparition du faciès marneux. On remarque toutefois que les niveaux les plus riches en glauconie montrent un moindre essor de ces grandes formes. Ainsi, l'importance prise, en particulier, par les Nummulites semble croître au fur et à mesure que les taux de glauconie et de sable fin diminuent, et probablement simultanément à l'augmentation relative du taux des carbonates dans le milieu de dépôt. Les Nummulites appartiennent à une espèce que l'on peut considérer comme bien typique de ce faciès: *Nummulites globulus* LEYMERIE.

III. A partir de 334,45 m, la sédimentation marneuse se poursuit tout d'abord avec une teinte générale gris jaunâtre (jusque vers 314,50 m) avec mica et glauconie, puis ocre jaune (de 314,50 à 290,75 m). A ce dernier faciès, riche en éléments ou fossiles très ferrugineux, correspond un épisode d'altération intense. La prépondérance prise par la fraction marno-argileuse, à l'exclusion de tout élément détritique grossier, est l'amorce d'une fin de cycle sédimentaire. D'autre part, dans le sédiment, le pourcentage en carbonates s'accroît, de la base au sommet, sous la forme d'intercalations de calcaire blanc jaunâtre dans la succession marneuse.

La faune de ces marnes diffère sensiblement de celle des niveaux glauconieux précédents. Chez les Foraminifères, les genres traduisant des tendances néritiques ont disparu ; il ne reste que quelques *Cibicides*, *Anomalina* et des *Polymorphinidae* ; mais l'on observe surtout le grand développement de *Rotalia cf. septifera* TERQ. et de *Asterigerina carinata* D'ORB. De même *Nummulites globulus* LEYM. est remplacée par *Nummulites pernotus* H. SCHAUB. Enfin, dans ce milieu carbonaté à tendance littorale, existent quelques *Discocyclina*, et de nombreuses *Assilina*. Chez les Ostracodes, il ne se produit aucune apparition d'espèce ; au contraire, il y a diminution progressive de la faune préexistante.

IV. L'horizon de calcaire dolomitique, qui couronne de 290,75 à 264 m la série des marnes jaunes, correspond au maximum de développement des faciès calcaires pendant le cycle sédimentaire considéré pour la zone d'Ambès E. D. F. La fin de ce cycle se manifeste d'ailleurs par l'arrivée assez brutale de sables grossiers, jaunes, ferrugineux, tout d'abord en intercalations dans les assises dolomitiques, puis en un épisode continu, témoin de la régression finale de 264 à 254,90 m.

La faune s'appauvrit, aussi bien chez les Ostracodes que chez les Foraminifères. Dans les calcaires dolomitiques, les *Nummulites* et les *Assilines* demeurent encore relativement nombreuses, en particulier : *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. cf. jacquoti* DE LA HARPE et *N. pernotus paraburdigalensis* H. SCHAUB. Ces espèces sont accompagnées de *Rotalia cf. septifera* TERQ. et de *Asterigerina carinata* D'ORB., plus ou moins bien conservés. Dans les sables, on ne trouve plus que des exemplaires de ces mêmes formes, mais usés ou décalcifiés. Les Ostracodes régressent puis, pratiquement, dispa-

raissent à mesure que s'accroît la teneur en silice du sédiment.

V. A partir de 254,90 m se produit un changement profond dans les conditions qui déterminent la sédimentation et l'extension de la faune. A la formation marno-calcaire précédente, dans laquelle certains niveaux sont uniquement constitués par des tests de *Nummulitidae*, fait suite une série de sables qui, à Ambès, est azoïque. L'examen lithologique, seul, montre une évolution progressive dans les phases de dépôt de cette succession.

De 254,90 à 185,95 m, on peut ainsi distinguer, tout d'abord à la base de 254,90 m jusque vers 244,20 m une zone avec sables très grossiers et quelque peu argileuse, correspondant à un nouveau mouvement de transgression après le dépôt de fin de séquence calcaire-dolomitique. Puis, jusqu'à 217,45 m, au faciès sableux est liée une quantité plus ou moins notable de lignite. A partir de cette dernière couche, après un mince horizon graveleux, un changement important se produit avec l'apparition de petites intercalations gréseuses dans la masse des sables grossiers. Ce régime se retrouve jusqu'à 192,50 m, profondeur à laquelle apparaît un dépôt de détritiques fins, avec sables gris, fins, associés à des calcaires dolomitiques compacts de même teinte.

Seules, quelques rares espèces, très littorales d'ailleurs, d'Ostracodes et de Foraminifères sont connues dans ces divers faciès détritiques. Il est néanmoins très probable qu'elles n'y sont pas en place, et que la succession sableuse entière peut être regardée comme dépourvue de toute faune.

VI-VIII. A partir de 185,95 m s'établit brusquement le régime calcaire marin amorcé légèrement à la fin de la phase détritique précédente. Tous les dépôts sont alors caractérisés par leur très fort pourcentage en carbonates, les éléments détritiques, assez peu abondants et généralement représentés, au point de vue granulométrique, par la fraction fine, n'intervenant plus que pour accentuer les légères différences entre les faciès calcaires ou pour indiquer les reprises de sédimentation au cours du dépôt d'un même lithofaciès. Dans cette formation, essentiellement calcaire, développée depuis 185,95 jusqu'à 95,75 m, l'examen des séquences lithologiques et fauniques permet de discerner trois grandes phases de sédimentation.

VI. A la base, de 185,95 à 173,05 m, se situe une phase inférieure, pendant laquelle les dé-

pôts conservent, en partie, un certain cachet détritique. Le caractère transgressif de cette phase se manifeste, de 185,95 à 182,20 m, par l'abondance du sable grossier associé au calcaire gréseux basal. La fraction sableuse fait place progressivement à des marnes que l'on trouve jusqu'à 179,05 m. Puis s'établit un régime très différent qui se traduit, au point de vue lithologique, par un horizon calcaréo-dolomitique, laissant suggérer un climat chaud ayant favorisé la formation d'évaporites.

Les caractéristiques de la faune indiquent également l'existence de conditions marines plutôt littorales, peut-être même subrécifales. Les Foraminifères sont assez bien représentés pendant cette phase sédimentaire, sans toutefois montrer la richesse que pourrait laisser prévoir le faciès calcaire de dépôt en eau chaude, dans lequel on les rencontre. Parmi les grandes formes, qui composent principalement la faune, on trouve : *Alveolina* cf. *elongata* D'ORB., *Fabiania* sp., *Nummulites discorbina* SCHLOTH., *Nummulites* sp., *Rotalia trochidiformis* LMK, *Kathina* sp., *Gyroidinella magna* LE CALVEZ, *Orbitolites complanatus* LMK, *Gypsina* sp. On note que dans la partie inférieure gréseuse, ce sont les *Alveolina* qui dominent, alors que vers le sommet, au fur et à mesure que la fraction sablo-argileuse disparaît, elles diminuent et sont remplacées par les *Kathina* et *Rotalia trochidiformis* LMK. Les *Nummulites* sont rares et paraissent localisées, elles aussi, dans les niveaux assez sableux. Quant aux Ostracodes, après une disparition relative dans les niveaux sablo-gréseux, ils reparaissent avec l'arrivée des marnes sableuses. La plupart des espèces déjà présentes dans les couches inférieures du forage se retrouvent. Néanmoins, il s'y ajoute de nouvelles formes, représentées chacune par un petit nombre d'individus et faisant comme une timide apparition avant de se développer pleinement dans les niveaux sus-jacents. Ce sont : *Bradleya kaasschieteri* KEIJ, *Cuneocythere* (*Monsmirabilia*) *foveolata* BOSQUET, *Brachyocythere nalinnesensis* KEIJ var. *ornata* O. DUCASSE, *Cytheretta crassivenia* APOST. var. *girondica* O. DUCASSE, *C. jurinei* MUNSTER, *Brachyocythere ventricosa* BOSQUET, *Aglaocypris enigmatica* KEIJ, *Aulocytheridea murloni* KEIJ, *Cuneocythere* (*Monsmirabilia*) *triebeli* KEIJ, *Bradleya bosquetiana* JONES et SHERBORN, *Cytherelloidea hieroglyphica* BOSQUET, *Bairdia cassida* VAN DEN BOLD, *Bairdoppilata* sp. KEIJ, *Cytheretta grignonensis* APOST., *Bythocypris* sp., *Cytheridea pernoti* OERTLI et KEIJ var. *appendiculata*

O. DUCASSE, *Hermanites pajenborchiana* KEIJ, *Krithe bartonensis* JONES.

VII. La phase moyenne, située de 173,05 à 122,60 m de profondeur, est caractérisée, dans son ensemble, par la présence assez constante de détritiques fins et de glauconie, dans des calcaires pour la plupart très recristallisés.

A la base, la sédimentation débute par un horizon de sable marneux grossier, jaune, de 173,05 à 168,15 m, qui reflète le commencement d'un nouveau cycle après un épisode d'altération aérienne ou submarine. Il se dépose ensuite une série de calcaires avec quartz fin et glauconie, tout d'abord quelque peu détritiques et renfermant peu de fossiles, puis, très cristallins, beaucoup plus fossilifères et avec une nette disparition du caractère gréseux. Ce faciès se poursuit jusque vers 147,50 m. Au-dessus de cette profondeur, après un épisode assez grossièrement détritique, réapparaît le faciès calcaire finement gréseux et glauconieux avec lequel se termine cette phase moyenne. A tous les niveaux, les intercalations marneuses sont assez fréquentes.

Au point de vue faunique, avec le début de cette phase moyenne qui correspond lithologiquement à l'établissement d'un régime calcaire relativement constant, on voit se développer, parfois avec une certaine exubérance, quelques genres qui paraissent ainsi devoir être typiques des faciès considérés. Ce sont toujours les Foraminifères relativement gros qui sont les plus abondants. On note toutefois, la disparition des *Nummulites*, des *Fabiania* et *Gyroidinella*. Dans le faciès sableux basal, plus ou moins transgressif, la faune est naturellement pauvre et les quelques individus que l'on y trouve paraissent plutôt provenir des quelques passées calcaréo-gréseuses qui commencent à se former dans la masse sableuse elle-même. On rencontre ainsi *Rotalia trochidiformis* LMK, *Orbitolites complanatus* LMK, ainsi que *Kathina* et quelques *Alveolina* cf. *elongata* D'ORB. De rares *Epistomaria semimarginata* D'ORB., *Rotalia vionoti* GREIG et *Asterodiscus* cf. *stella* GUMBEL sont représentés. Comme précédemment, on remarque que la faune et les calcaires semblent avoir un développement simultané. En effet, dès le début des faciès gréseux inférieurs à fort pourcentage en carbonates, une association d'espèces assez riche se manifeste, faisant suite à la pauvreté des sables. Cette association groupe *Alveolina* cf. *elongata* D'ORB., *Rotalia trochidiformis* LMK, *Kathina* sp., *Orbitolites complanatus* D'ORB., mêlés à des *Valvulinidae*, *Pyrgo*

sp., et *Rotalia cf. complanata* D'ORB. de taille réduite. Dans ce niveau apparaissent les *Linderina brugesi* SCHLUMB.

Cet ensemble faunique se perpétue dans les faciès supérieurs, sans présenter de modifications bien importantes. Ainsi, dans les épisodes franchement calcaires, ce sont *Rotalia trochidiformis* LMK., *Kathina* sp., *Pyrgo* sp. et parfois *Alveolina cf. elongata* D'ORB. qui dominent nettement. Dans les calcaires sableux ou marneux, à ces mêmes espèces s'ajoutent *Asterodiscus cf. stella* GUMBEL et *Linderina brugesi* SCHLUMB. Enfin, les niveaux calcaréoglaucieux et finement recristallisés, qui forment le sommet de cette seconde phase marine, renferment une association d'espèces également voisine. Néanmoins, *Rotalia viennoti* GREIG devient très rare et est remplacé par *Pararotalia inermis* TERQUEM. De même, *Halkyardia minima* LIEBUS apparaît et reste plus ou moins localisée à la base des séquences lithologiques, indiquant ainsi son habitat préférentiel. La faune renferme aussi, entre autres, de nombreuses Miliolles, *Eponides polygonus* LE CALVEZ, *Epistomaria semimarginata* D'ORB., *Asterigerina* sp. et quelques *Polymorphinidae*. En ce qui concerne les Ostracodes, les sables marneux jaunes de base renferment une faune très réduite. L'établissement des faciès calcaires et marneux correspond, d'une part à un épanouissement des espèces représentées antérieurement; d'autre part, à celles-ci s'ajoutent *Quadracythere lamarckiana* BOSQUET, *Aulocytheridea faboides* BOSQUET, *Cytherella münsteri* ROEMER, *Cytheretta eocaenica* KEIJ, *Hermanites paijenborchiana* KEIJ, connues à partir de l'Yprésien; *Quadracythere angusticostata* BOSQUET, *Leguminocythereis inornata* APOST., *Triginglymus tenuistriatus* APOST., *Eocytheropteron parnensis* APOST., *Triginglymus grignonensis* APOST. var. *aquitana* O. DUCASSE, formes typiquement lutétiennes; *Quadracythere vermiculata* BOSQUET, *Triginglymus angulopora* REUSS, *Cytheretta bambruggensis* KEIJ, caractéristiques des étages lutétien et lédien; enfin, *Pokornyella moyesi* O. DUCASSE, *Bythocypris* sp.?, *Paracypris*, *Microxestoleberis* sp., *Hemicytherideis* sp., *Cytheridea* sp. Cette faune est très bien représentée jusque vers 147,50 m, profondeur à laquelle se produit une modification sensible dans la répartition des espèces. En effet, *Cytheridea* sp., *Hemicytherideis* sp., *Microxestoleberis* sp., et *Quadracythere lamarckiana* BOSQUET n'existent plus au-dessus de 147,50 m. En revanche, apparaissent : *Schizocythere appendiculata* TRIEBEL, *Haplocythere*

ridea perforata ROEMER, *Kingmaina forbesiana* BOSQUET, *Trachyleberis (Trachyleberis) aculeata* BOSQUET, *Hemicytherideis mayeri* HOWE et GARRETT, *Cuneocythere (Monsmirabilia) oblonga* APOST., *Cypridina homoedwardsiana* KEIJ, *Paracytheridea (Paracytheridea) grignonensis* KEIJ, *Cytheretta costellata* ROEMER, *Hirsutocythere horrescens* BOSQUET, *Quadracythere orbignyana* BOSQUET, *Bairdiidae* (formes II), *Cytherella* sp., *Paracypris* sp., *Eocytheropteron striatopunctatum* O. DUCASSE, *Bradleya approximata* BOSQUET var. *compacta* O. DUCASSE.

VIII. La phase supérieure, qui paraît bien individualisée entre 122,60 et 95,75 m de profondeur, renferme, dans tous ses niveaux, une faible proportion de sable quartzeux, gris, à grain moyen ou même grossier. Cette présence, jointe à la texture toujours plus ou moins détritique des calcaires, ainsi qu'à leur caractère nettement glauconieux, permet de considérer cette phase supérieure comme le témoin d'une sédimentation en eau peu profonde, où les apports continentaux demeurent importants et où le dépôt lui-même est fortement perturbé. Les intercalations marneuses, bien moins nombreuses que dans la phase moyenne, restent toutefois assez fréquentes.

La base de cette formation de calcaires détritiques gris est marquée par la présence, de 122,60 à 117,65 m, de sable quartzeux grossier et de petits graviers jaunâtres au sein même du faciès calcaire détritique. Il est d'ailleurs probable que ces divers types de dépôts se répartissent en une alternance de couches minces mais distinctes. Le reste de la série calcaire possède un caractère homogène jusqu'au sommet, présentant parfois des plages plus blanches qui correspondent à des noyaux de calcaires plus cristallins.

La faune, ainsi que la lithologie, est le reflet de conditions, dans l'ensemble, subnérétiques à littorales pour cette troisième phase marine. Le faciès graveleux de base, qui renferme, outre les éléments fauniques très usés et remaniés du niveau précédent (*Asterodiscus*, etc.) de nombreux osselets et piquants d'Échinodermes, ainsi qu'une importante faunule de Bryozoaires, souligne un brusque changement dans la paléogéographie de la région étudiée. En plus de l'association typique pour toute cette phase, formée par *Orbitolites complanatus* LMK, *Alveolina cf. elongata* D'ORB. et de nombreuses Miliolles, les principaux Foraminifères rencontrés sont les suivants : *Rotalia trochidiformis* LMK., *Kathina* sp., *Rotalia cf. complanata* D'ORB.,

Pararotalia inermis TERQ., *Pyrgo* sp., *Epistomaria semimarginata* D'ORB., *Eponides polygonus* LE CALVEZ, *Bulimina ovigera* TERQ., *Cibicides westi* HOWE, *Spirolina* sp., *Elphidium* sp., et des *Valvulinidae*. Les *Alveolina* et *Valvulina* sont localisées dans les niveaux détritiques de base ; de même, les espèces typiques des calcaires gris très détritiques qui représentent la fin de cette phase, sont *Alveolina* cf. *elongata* D'ORB., *Rotalia* cf. *complanata* D'ORB. et *Cibicides westi* HOWE. Enfin, lorsque le faciès devient plus marneux, les deux espèces les mieux représentées sont alors *Rotalia trochidiformis* LMK et *Kathina* sp., auxquelles paraît s'ajouter *Epistomaria semimarginata* D'ORB. La faune d'Ostracodes traduit, à partir de cette époque, un très net appauvrissement. En effet, dès la profondeur de 122,60 m, on constate la disparition de *Cytheridea pernota* OERTLI et KEIJ var. *appendiculata* O. DUCASSE, *Paracypris* sp., *Krithe rutoti* KEIJ, *Paracypris*, *Triginglymus grignonensis* APOST. var. *aquitana* O. DUCASSE, *Cuneocythere* (*Monsmirabilia*) *oblonga* APOST., *Bythocypris* sp., *Bairdia* cf. *elongata* LIENENK., *Cytherella* sp., *Eocytheropteron parnensis* APOST., *Paracytheridea* (*Paracytheridea*) *grignonensis* KEIJ, *Cypridina homoedwardsiana* KEIJ. Seules quatre espèces représentées par un très petit nombre d'individus apparaissent. Elles semblent très intéressantes car trois d'entre elles sont bien limitées au point de vue stratigraphique. Ces dernières, *Trachyleberis* (*Trachyleberis*) *aculeata* BOSQUET, *Hirsutocythere horrescens* BOSQUET et *Hemicytherideis mayeri* HOWE et GARRETT, disparaissent en effet très rapidement avec la fin de la phase considérée. Seule *Kingmaina forbesiana* BOSQUET persiste dans les niveaux suivants.

IX. A 95,75 m la sédimentation change assez brusquement. A l'épaisse série essentiellement calcaire précédente succède une suite de dépôts soit calcaires, soit calcaréo-marneux, soit sableux. On constate néanmoins un certain ordonnancement dans la répartition de ces lithofaciès. Ainsi :

— de 95,75 à 88,20 m, après un niveau basal très grossièrement sableux et graveleux, soulignant le commencement de la formation totale qui s'étend de 95,75 à 81,20 m, se situe un épisode calcaire, encore très détritique à sa base, devenant marneux et compact en son sommet.

— de 88,20 à 81,20 m, de nouveau se développe tout d'abord un horizon graveleux, toutefois nettement moins épais que le précédent ; au-dessus, le dépôt est un calcaire finement

quartzeux. Au point de vue lithologique, il y a répétition d'une séquence, au cours de laquelle la granulométrie des détritiques diminue, alors que le taux en calcaire augmente. On note toutefois que la séquence supérieure montre un caractère détritique moins accentué et que le faciès calcaire y est nettement plus développé.

A la coupure lithologique très nette, située à 95,75 m, se superpose une importante modification de la faune, aussi bien chez les Ostracodes que chez les Foraminifères. Le trait principal de cette nouvelle faune, par rapport à celle des calcaires sous-jacents, est un appauvrissement très marqué du nombre des genres et des espèces. Parmi les Ostracodes, de nombreuses espèces s'éteignent avec le début de la nouvelle formation ; ce sont *Trachyleberis* (*Trachyleberis*) *aculeata* BOSQUET, *Pokornyella moyesi* O. DUCASSE, *Hirsutocythere horrescens* BOSQUET, *Cytherelloidea hieroglyphica* BOSQUET, *Hemicytherideis mayeri* HOWE et GARRETT, *Cytheretta bambruggensis* KEIJ, *Hermanites pajenborchiana* KEIJ, *Bairdia cassida* VAN DEN BOLD, *Bairdoppilata* sp. KEIJ, *Triginglymus tenuistriatus* APOST., *Cytheretta grignonensis* APOST. Toutes les espèces encore présentes, de 95,75 à 81,20 m, figurent dans les niveaux antérieurs. Les formes profondes ont disparu et les formes néritiques sont en régression. Seuls les genres *Brachycythere*, *Bradleya*, *Pterygocythereis*, *Cytheretta*, *Triginglymus* sont encore assez bien représentés avec une prédominance nette des espèces littorales. La répartition des Foraminifères souligne également bien l'existence d'une importante coupure à 95,75 m. Au-dessus de cette profondeur, la faune est tout d'abord pauvre jusque vers 88,20 m, et les exemplaires sont tous plus ou moins usés et altérés. Ce sont des *Miliolidae* et *Peneroplidae*, accompagnant *Orbitolites complanatus* LMK, *Rotalia* cf. *complanata* D'ORB. et *Rotalia* sp. A partir de 88,20 m, la teneur plus grande en carbonates du dépôt favorise l'épanouissement des Foraminifères. La majeure partie de cette association est représentée par les *Rotaliidae* et les *Miliolidae*. Un trait particulièrement net concernant ces familles est l'appauvrissement en genres et en espèces alors qu'au contraire le nombre des individus de chaque espèce est très important. On peut également noter le développement nouveau pris par la famille des *Nonionidae*, qui comprend à un grand nombre d'exemplaires : *Nonion* cf. *laeve* D'ORB., *Elphidium* sp. et surtout *Elphidium* sp. 1. qui semble jusqu'ici bien typique de cet horizon stratigraphique. Les *Rotaliidae* sont : *Rotalia* sp., *Pararotalia inermis*

TERQ., *Rotalia cf. complanata* D'ORB., *Epistomaria sp. 1*, *E. cf. pontifera* GALLOWAY et HEMINWAY. Dans les calcaires gréseux, les *Valvulinidae*, représentés par *Valvulina triangularis* D'ORB., *V. limbata* TERQUEM, *Valvulina affinis* CUSHMANN et BERMUDEZ, sont communs.

Enfin, quelques genres ont une répartition limitée ; ce sont en particulier *Boldia*, *Reusella* et *Halkyardia minima* LIEBUS.

Pendant cette période, la faune demeure donc peu développée, par rapport à celle des niveaux inférieurs du forage.

X. A 81,20 m débute une nouvelle formation à dominance calcaire qui se poursuit jusqu'à 60,70 m. Sur le plan lithologique, après un mince horizon essentiellement quartzeux de sables très grossiers (de 81,20 à 80 m), un pourcentage assez fort de quartz demeure dans le calcaire qui se développe au-dessus jusque vers 75,20 m. On note ainsi, de bas en haut, la diminution progressive du taux et de la taille des détritiques et l'extension d'un faciès calcaire cristallin. De 71,25 à 70,25 m se manifeste un autre horizon quartzeux, moins siliceux, séparant le faciès franchement calcaire précédent d'une série moins homogène qui se développe jusqu'au sommet de la formation (jusqu'à 60,70 m) et qui consiste en une alternance de calcaires cristallins et de lits marneux.

Sur le plan faunique, cette série à dominance calcaire, bien que renfermant une multitude de microorganismes, présente un net appauvrissement. La faune d'Ostracodes est peu diversifiée, de nombreuses formes ayant disparu au niveau de l'horizon sableux de base. Il s'agit de *Brachycythere ventricosa* BOSQUET, *Aglaocypris enigmatica* KEIJ, *Aulocytheridea mouloni* KEIJ, *Eocytheropteron striatopunctatum* O. DUCASSE, *Cuneocythere (Monsmirabilia) triebeli* KEIJ, *Bradleya bosquetiana* JONES et SHERBORN. Cette disparition importante d'espèces n'est compensée par aucune venue nouvelle, même lors de l'établissement du régime calcaire. Ce n'est que dans les couches sommitales (de 64,70 à 60,70 m) que l'on note l'apparition, en petit nombre, d'*Haplocytheridea heizelensis* KEIJ.

Parmi les Foraminifères, on constate globalement peu de changement par rapport à la faune localisée de 88,20 à 81,20 m, si ce n'est l'abondance encore plus grande de *Rotalia* ? sp., et celle d'*Epistomaria cf. semimarginata* D'ORB. Les Miliolites pullulent dans les calcaires cristallins et le genre *Fabularia*, qui apparaît,

semble être assez typique pour cette zone. *Rotalia cf. complanata* D'ORB. et *Elphidium sp. 1* disparaissent au niveau du faciès sableux de base.

XI. De 60,70 à 47,20 m, faisant suite aux calcaires marneux précédents se développe un faciès de marnes grises, plus ou moins ligniteuses. Dans leur ensemble, ces marnes renferment une proportion importante de quartz fin ; néanmoins, vers leur base, se manifeste une granulométrie nettement supérieure des éléments détritiques. Il se produit ainsi, de la base au sommet, une diminution progressive de la taille des grains de quartz.

La faune, qui comprend des Foraminifères, des Ostracodes et quelques Lamellibranches, montre par rapport à celle des calcaires sous-jacents un appauvrissement à la fois qualitatif et quantitatif. Il se produit un changement de faune synchrone de la modification des conditions de dépôt. En effet, le passage des marnes et calcaires aux marnes sableuses grises se traduit, chez les Foraminifères, tout d'abord par une diminution sensible de la taille des individus. De plus, il y a disparition brusque des *Rotaliidae* et *Miliolidae* qui pullulaient dans les couches inférieures. Il en est de même pour les *Valvulinidae*. Ce changement de faune très important, que l'on note de part et d'autre de la profondeur de 60,70 m, peut être la conséquence directe de la chute brusque du taux en carbonates des eaux marines.

L'association faunique groupe essentiellement des *Nonionidae*, nombreux et de rares *Polymorphinidae*. Le développement très important d'un petit nombre d'espèces suggère pour ce dépôt une origine très proche de la côte.

Les espèces ainsi bien représentées, malgré leur petite taille, sont : *Nonion cf. soldanii* D'ORB., *Elphidium sp. 2*, *Elphidium sp. 3*, *Elphidium subnodosum* MUNSTER, *Nonion laeve* D'ORB. var. *marginatum* CUSHMAN et ELLISOR.

Chez les Ostracodes, *Haplocytheridea heizelensis* KEIJ, qui était apparu dans le faciès précédent, se développe nettement dans les marnes sableuses considérées. De plus, deux espèces nouvelles se manifestent : *Cytheropteron cf. fiski* (HOWE et LAW) KEIJ et *Hermanites hebertiana* BOSQUET.

A l'approche du sommet des marnes grises il se produit un appauvrissement rapide de cette faune et, en revanche, le développement d'une population de petits Lamellibranches, du groupe des *Ostrea*. Ainsi, à partir de 51,55 m, au sein même des marnes grises, toute faune marine

disparaît. Seuls, de très rares fragments de Characées sont présents de 51,55 à 47,20 m, dans un sédiment qui traduit à la fois un net enrichissement en carbonates et une accentuation progressive du régime probablement continental.

XII. La sédimentation accentue encore cet apport plus important en carbonates, à partir de 47,20 m et jusqu'à 42,15 m. Il se dépose, tout d'abord, un calcaire marneux blanchâtre, azoïque, d'apparence lacustre, puis, au-dessus, des marnes, également sans faune, très fines, quelque peu colorées en gris ou jaune clair. La présence, dans ces marnes, d'une notable proportion de sable quartzeux moyen et grossier doit résulter de l'existence d'intercalations sableuses qui représentent une avancée des dépôts détritiques continentaux à la suite d'un épisode de sédimentation calme, en milieu lacustre.

XIII. Aux calcaires et marnes lacustres succède, de 42,15 à 27,15 m, une série de dépôts, dont l'évolution lithologique est la suivante : à la base, souligné d'ailleurs par un horizon graveleux, se manifeste un faciès mollassique dans lequel le mica entre en proportion importante, traduisant une reprise nette de la sédimentation. Puis, au fur et à mesure que l'on monte dans cette formation, la teneur en carbonates augmente et l'on arrive ainsi à un niveau franchement gréseux, à grain fin (de 36,40 à 35,90 m). Le dépôt se poursuit ensuite en milieu marneux et enfin argileux. Dans ce dernier faciès se décèlent des intercalations de calcaire blanc lacustre.

Tous ces terrains sont azoïques. Toutefois, le calcaire lacustre qui couronne la succession contient des oogones de Characées, en petit nombre. Il y a lieu de noter que le faciès gréseux qui succède aux mollasses bariolées constitue un épisode à tendance peut-être un peu plus marine car on trouve à ce niveau une certaine quantité de glauconie, à l'état de petits grains arrondis. Seul, le caractère détritique et perturbé de ce milieu de dépôt aurait alors

empêché le développement d'une quelconque faune littorale qui n'aurait pas trouvé de conditions physico-chimiques favorables.

Au point de vue lithologique, l'ensemble de ces faciès montre, de bas en haut, la diminution progressive des détritiques et l'augmentation du taux en carbonates. Il y a donc là, une séquence régulière, en milieu continental.

XIV. Enfin, de 27,15 à 0 m, les couches tout à fait supérieures de la succession traversée comprennent, à la base, des sables et graviers indiquant le début d'un microcycle (de 27,15 à 15,15 m), puis des dépôts plus fins, avec des argiles brunes relativement épaisses (de 15,15 à 0 m).

En résumé, l'évolution lithologique et la faune, permettent de dégager de la succession sédimentaire traversée à Ambès, un certain nombre de « niveaux », typiques. De la base de la série jusqu'au sommet, ces « niveaux » sont les suivants :

I. (De 371,40 à 364 m) : calcaires sableux, puis dolomitiques gris.

II. (De 364 à 334,45 m) : a) calcaire sableux transgressif jaunâtre ; b) marnes glauconieuses vertes.

III. (De 334,45 à 290,75 m) : marnes finement sableuses jaunes.

IV. (De 290,75 à 254,90 m) : a) calcaire dolomitique brun ; b) sables grossiers jaunes et gris.

V. (De 254,90 à 185,95 m) : a) sables grossiers gris ligniteux ; b) sables et grès gris ; c) calcaire dolomitique gris.

VI. (De 185,95 à 173,05 m) : a) calcaire détritique blanchâtre ; b) calcaire dolomitique brun.

VII. (De 173,05 à 122,60 m) : a) calcaires et sables jaunes et gris ; b) calcaire gréseux et glauconieux grisâtre.

VIII. (De 122,60 à 95,75 m) : calcaires détritiques gris verdâtre.

IX. (De 95,75 à 81,20 m) : a) sables grossiers gris ; b) calcaire gréseux blanc grisâtre.

X. (De 81,20 à 60,70 m) : a) calcaires sableux blanchâtres ; b) calcaires et marnes blanc grisâtre.

XI. (De 60,70 à 47,20 m) : marne sableuse grise.

XII. (De 47,20 à 42,15 m) : calcaire marneux blanchâtre.

XIII. (De 42,15 à 27,15 m) : a) marne mollassique bariolée ; b) marne bariolée ; c) argile verte.

XIV. (De 27,15 à 0 m) : a) sables et graviers beiges ; b) argile et vase brunes.

Interprétation stratigraphique.

NIVEAU I. — Il paraît essentiellement caractérisé, au point de vue faunique, par la présence d'Alvéolines du groupe d'*Alveolina oblonga* D'ORB., et accessoirement, de petites Nummulites, toutes rapportées à *Nummulites exilis*

Douv. Les quelques Ostracodes que l'on y rencontre, et qui se retrouvent d'ailleurs dans les couches supérieures, existent dans l'Yprésien ou même le Lutétien du bassin de Paris. *Alveolina oblonga* D'ORB. est une forme caractéris-

tique de l'Yprésien du bassin de Paris et *Nummulites exilis* DOUV. provient de terrains des Corbières et de la Montagne Noire, datés de l'Yprésien également [Schaub, 1951]. Ceci nous permettrait d'attribuer au niveau I, un âge yprésien.

Néanmoins, le groupe d'*Alveolina oblonga* débiterait parfois dans le Sparnacien [Reichel, 1937] et *Nummulites exilis* DOUV. caractérise, en Suisse, les couches terminales du Paléocène à la limite de l'Yprésien. De plus, certains arguments lithologiques : tendance à la dolomitisation au sommet de ce niveau I, lui-même couronné par un horizon graveleux puis par un calcaire transgressif, nous autorisent à placer une limite stratigraphique entre le niveau I et le niveau II qui lui succède. Ce dernier étant daté de l'Yprésien inférieur, le niveau I représenterait le Landénien, sous un faciès marin, littoral ainsi que l'atteste la faune. Il se rapprocherait donc du Thanétien.

NIVEAU II. — Le faciès inférieur calcaréo-sableux, qui renferme ainsi que le précédent *Alveolina oblonga* D'ORB. et *Nummulites exilis* DOUV., ne peut actuellement être séparé de celui-ci, sans une étude approfondie des Alvéolines, que par des critères sédimentologiques.

L'âge des marnes glauconieuses à *Nummulites globulus* LEYM., qui succèdent directement au calcaire transgressif, serait yprésien inférieur. En effet, d'une part le développement très important pris par le genre *Assilina* avec l'arrivée de ces marnes vertes doit correspondre pour le moins au début de l'Yprésien, ce genre ne paraissant pas représenté dans des terrains plus anciens [Schaub, 1955] ; d'autre part *Nummulites globulus* LEYM., qui est le fossile typique de ce faciès, se localise, dans les Corbières, à un niveau stratigraphique bien daté par l'ensemble des grands Foraminifères de l'Yprésien inférieur [Hottinger, 1958]. On note, toutefois, la présence, à la fois dans le calcaire transgressif et dans les marnes, de deux espèces d'Ostracodes, caractéristiques du Thanétien du bassin de Paris : *Triginglymus cribratus* APOST. et *Cytherella fornicata* APOST. [Apostolescu, 1956] et qui disparaissent au sommet du niveau II, en même temps d'ailleurs que *Nummulites globulus* LEYM.

NIVEAU III. — L'ensemble des petits Foraminifères qui caractérise les marnes jaunes de ce niveau, est également connu, dans la coupe classique de la Tuilerie de Gan, plus précisément dans les assises de l'Yprésien. Les

espèces d'Ostracodes ne peuvent permettre une datation très précise, car pour la plupart elles sont connues à partir de l'Yprésien dans le bassin de Paris et en Belgique et poursuivent leur développement pendant l'Éocène moyen ou même l'Éocène supérieur.

C'est donc principalement grâce aux Nummulites que nous attribuons ce niveau III à faciès marneux à l'Yprésien. L'espèce caractéristique est *Nummulites pernotus* SCHAUB, forme typique en Suisse de tout l'Yprésien, alors qu'en Aquitaine elle a été reconnue dans l'Yprésien inférieur des Corbières et dans l'Yprésien supérieur à Gan [Schaub, 1951]. Son association avec une microfaune comparable à celle de Gan d'une part, et possédant certaines affinités avec celle de l'Éocène moyen d'autre part, autorise son attribution à l'Yprésien supérieur.

De plus, les modifications tant lithologiques que fauniques survenues entre le dépôt du niveau II et celui du niveau III, reflètent un mouvement important justifiant cette coupure stratigraphique.

NIVEAU IV. — Les calcaires dolomitiques et les sables qui constituent ce niveau représentent des faciès régressifs. Bien que très différents des marnes précédentes, il s'y rattachent étroitement, et correspondent à la fin de la sédimentation yprésienne. Ils appartiennent donc également à l'Yprésien supérieur.

La venue dans cet horizon d'espèces nouvelles, telles que *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. cf. jacquoti* DE LA HARPE et *N. pernotus paraburdigalensis* H. SCHAUB, ne reflète nullement un renouvellement faunique tel qu'il peut s'en produire lors d'une transgression, mais résulte seulement de l'évolution sur place des espèces déjà présentes en ce lieu ou en un point assez rapproché du même bassin de sédimentation. Les Ostracodes et les petits Foraminifères, qui sont identiques à ceux des marnes du niveau III, traduisent simplement un appauvrissement progressif de la faune, sans aucun apport nouveau. Tous les critères confirment donc la fin d'un cycle majeur, avec le dépôt de ce niveau IV, dont les Nummulites sont caractéristiques de l'Yprésien supérieur, aussi bien en Suisse que dans le Sud aquitain [Schaub, 1951].

NIVEAU V. — Les trois faciès groupés dans ce niveau, bien que lithologiquement différents, ont comme caractère commun l'absence de toute microfaune et, par ailleurs, semblent bien être liés au point de vue de l'évolution

sédimentaire. Le faciès inférieur, uniquement sableux et ligniteux, correspond à la reprise de la sédimentation active après le dépôt des calcaires dolomitiques précédents. Ils ouvrent donc un nouveau cycle. L'apparition d'un certain taux en carbonates ne se manifeste qu'avec l'arrivée des grès, encore associés à des sables, dans le second faciès. Enfin les calcaires dolomitiques et les sables fins du faciès terminal traduisent la fin de ce cycle. Ce dernier, essentiellement détritique, au cours duquel s'amorce néanmoins un régime calcaire, prend place à la base d'un cycle sédimentaire d'un ordre plus élevé. Ce niveau V est donc considéré comme le début de l'Éocène moyen et attribué au Lutétien inférieur.

NIVEAU VI. — L'apparition de calcaires marins ramène, avec ce niveau, toute une faune dont le trait principal est d'être littorale et de révéler un milieu relativement chaud, de type subrécifal. Pour les Ostracodes, se produit un apport assez important de formes nouvelles dont la plupart appartient aux étages du Lutétien et du Lédien. Parmi les Foraminifères, la majorité est connue dans les gisements lutétiens typiques du bassin de Paris. En plus, on remarque la présence de quelques représentants des faunes mésogéennes, tel le genre *Kathina* qui existe dans le Moyen-Orient en particulier, au Crétacé supérieur et au Paléocène [Smout, 1954], et *Nummulites discorbina* SCHLOTH., qui, dans la même région, occupe un niveau un peu plus élevé dans l'Éocène moyen. Cette dernière espèce, d'ailleurs, est très caractéristique de l'Éocène moyen dans la province mésogéenne [Cuvillier, 1936].

A la suite de l'interprétation qui a pu en être faite grâce à une étude géographiquement plus étendue des *Nummulites* de la Gironde [Veillon, 1958], ce niveau, qui par sa faune globale appartient bien au Lutétien, doit de plus être attribué au Lutétien inférieur terminal. Ce Lutétien inférieur se termine ainsi par une phase de sédimentation calme, au cours de laquelle s'étendent largement les dépôts dolomitiques.

NIVEAU VII. — Bien que l'ensemble faunique traduise des conditions de dépôts assez différentes de celles qui existent pendant le Lutétien inférieur, tel que nous le définissons, les principales espèces caractéristiques du Lutétien du Bassin parisien se retrouvent encore. L'interprétation de la succession lithologique complète, jointe à la position stratigraphique occupée par ce niveau, entre un Lutétien infé-

rieur et le Lutétien supérieur, tel qu'il apparaît avec le niveau VIII, permettent de donner un âge lutétien moyen au niveau VII.

NIVEAU VIII. — Brusquement, à partir de cette époque, se manifestent des modifications profondes dans la répartition des espèces. Le trait le plus caractéristique est l'appauvrissement de la faune, soit chez les Foraminifères, soit parmi les Ostracodes. La lithologie elle-même suggère une période de sédimentation assez agitée, avec une faible profondeur des eaux marines. Il y a à la fois, une intense reprise de la sédimentation et une diminution générale de la profondeur des faciès. Les rares espèces d'Ostracodes qui apparaissent avec ce niveau, ainsi que les Foraminifères qui demeurent, sont toujours d'âge lutétien. Aussi considérons-nous ce niveau VIII comme le représentant, dans la zone étudiée, de la fin de la période lutétienne, c'est-à-dire comme le Lutétien supérieur.

NIVEAU IX. — La tendance à l'établissement de régimes peu profonds s'accroît encore avec le début des dépôts qui constituent ce niveau. Mais, une évolution de faune se produit. Celle-ci ne peut coïncider qu'avec la fin d'une grande unité stratigraphique, donc avec la fin de l'Éocène moyen. A la limite des niveaux IX et VIII se développent des couches très détritiques et même graveleuses, renfermant en particulier de nombreuses coquilles de Mollusques littoraux, perforés et très usés. La microfaune de base de la nouvelle formation présente également les caractères d'une faune de transgression littorale, à la fois pauvre et mal conservée. Les formes typiques des gisements lutétiens ont pratiquement disparu à l'exception des espèces qui semblent pouvoir s'adapter à des conditions de milieu quelque peu variables, telles *Pararotalia inermis* TERQUEM et *Rotalia cf. complanata* D'ORB. Alors que l'appauvrissement de la faune observée chez les Ostracodes depuis le Lutétien supérieur se poursuit, quelques apparitions de Foraminifères donnent son cachet bien particulier à la faune du niveau IX. Parmi les espèces qui commencent avec cette nouvelle formation, quelques-unes sont nouvelles et ne peuvent donc être utilisées pour dater ces couches. De plus, la plupart de celles-ci demeurent bien localisées dans l'horizon stratigraphique considéré. Toutefois, certaines espèces, par exemple *Epistomaria cf. pontifera* GALLOWAY et HEMINWAY, *Valvulina triangularis* D'ORB. et *Rotalia ? sp.*, se retrouvent dans l'Oligocène marin de la Gironde. On peut donc

estimer qu'il y a arrivée d'une faune présentant quelques affinités avec celle de l'Oligocène. La faune typiquement lutétienne ayant disparu, le niveau IX représenterait donc le début de l'Éocène supérieur.

NIVEAU X. — Sur le plan faunique, on ne note que de petites modifications par rapport à l'ensemble déjà reconnu dans les assises du niveau précédent. Les quelques espèces qui avaient persisté de l'Éocène moyen jusque dans l'Éocène supérieur disparaissent complètement pour être remplacées par les formes à tendance oligocène. Sur le plan lithologique, ce niveau correspond simplement à une avancée marine mieux caractérisée que dans le précédent niveau.

Aucune espèce n'apparaissant, entre les niveaux IX et X, si ce n'est des espèces dont la répartition est strictement liée au faciès, nous pensons pouvoir grouper les deux niveaux IX et X, qui représenteraient ainsi la partie inférieure de l'Éocène supérieur. Cette formation, qui présente en partie des caractères lutétiens, bien qu'elle soit visiblement plus récente, serait l'équivalent du Lédien, dans la région étudiée.

NIVEAU XI. — Bien que les marnes sableuses qui forment la totalité de ce niveau correspondent à une phase régressive par rapport aux marno-calcaires précédents, il est intéressant de remarquer l'apparition de formes nouvelles dans ces marnes. Ce sont principalement des espèces d'Ostracodes, signalées dans les dépôts lédiens et bartoniens de Belgique et de Hollande (*Haplocytheridea heizelensis* KEIJ, *Cytheropteron cf. fiski* HOWE et LAW), ou même dans l'Oligocène (*Hermanites hebertiana* BOSQUET). Le début de ce niveau marneux étant caractérisé par une légère reprise de la sédimentation et des détritiques plus grossiers, il y aurait ici le commencement d'un nouveau cycle dans l'Éocène supérieur.

NIVEAU XII. — A partir de cet horizon, tous les faciès sont essentiellement azoïques et seules les considérations lithologiques permettent de dater les terrains. Ainsi, les calcaires marneux de ce niveau XII, qui paraissent liés aux marnes précédentes, ne formeraient, avec celles-ci, qu'un seul étage que nous pensons pouvoir être le Ludien.

NIVEAU XIII. — La présence des faciès mollassiques à la base de la séquence envisagée indique le début d'un nouveau cycle qui est celui de l'Oligocène. En Gironde, en effet, les formations de l'Oligocène inférieur sont des mollasses continentales bien connues sous le nom de Mollasses du Fronsadais.

NIVEAU XIV. — Ce dépôt alluvionnaire qui couronne la succession traversée, représente le Quaternaire.

En conclusion, le Nummulitique de la région située au Nord de Bordeaux, montre une succession complète, depuis la base de l'Éocène inférieur jusqu'à l'Oligocène. Avec le début de l'Éocène inférieur se produit, d'une manière plus ou moins rapide, l'établissement de faciès néritiques. Puis avec l'Yprésien commence un grand mouvement de tendance régressive, dont la phase la plus accentuée donne des dépôts dolomitiques. Quant à l'Éocène moyen, il constitue un grand cycle, avec une série détritique de base très épaisse et des faciès typiques de régression au sommet, la base du Lutétien supérieur semblant être, par ailleurs, une coupure stratigraphique très importante. Enfin débute avec l'Éocène supérieur un vaste mouvement de retrait, parfois interrompu par de fugaces retours au régime marin franc, mais qui aboutit finalement aux formations continentales du Ludien et de l'Oligocène inférieur.

Bibliographie.

- APOSTOLESU V. (1954). — Répartition de quelques Ostracodes du Lutétien du bassin de Paris. *Rev. Inst. franç. Pétrole et Ann. Comb. liquides*, vol. 9, p. 703-706.
- (1955). — Description de quelques Ostracodes du Lutétien du bassin de Paris. *Cahiers géologiques*, Thoiry, nos 28-29, p. 241-279, pl. 1-8.
- (1956). — Contribution à l'étude des Ostracodes de l'Éocène inférieur (l. s.) du bassin de Paris. *Rev. Inst. franç. Pétrole et Ann. Comb. liquides*, vol. 11, p. 1327-1352, pl. 1-4.
- BOSQUET J. (1852). — Description des Entomostracés fossiles des terrains tertiaires de la France et de la Belgique. *Mém. Ac. Sc. Belgique*, vol. 24, 142 p., 6 pl.
- CUVILLIER J. (1936). — Valeur stratigraphique et répartition géographique de *Nummulites discorbina* SCHL. en Égypte et dans le bassin méditerranéen. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 202-204.
- DUCASSE O. (1959). — Les Ostracodes de l'Éocène du sous-sol bordelais : répartition, intérêt stratigraphique et paléogéographique. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, n° 40, 135 p., 28 pl.
- FABRE A. (1939). — Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. 534 p., 18 pl. Bordeaux, Drouillard imp.
- GREKOFF (1956). — Guide pratique pour la détermination des Ostracodes post-paléozoïques. *Rev. Inst. franç. Pétrole et Ann. Comb. liquides*, 95 p., 16 pl.
- HOTTINGER L. (1958). — Géologie du Mont Cayla (Aude, Aquitaine orientale). *Eclog. geol. Helv.*, vol. 51, n° 2.
- KEIJ A. J. (1957). — Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. *Mém. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, n° 136, 210 p., 23 pl.
- REICHEL (1937). — Étude sur les Alvéolines. *Mém. Soc. paléont. suisse*, vol. LIX.
- SCHAUB H. (1950). — Über die Zugehörigkeit der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten zu Entwicklungsreihen. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 43, n° 2, p. 242-245, 1 tabl.
- (1951). — Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. *Schweiz. Pal. Abhand.*, vol. 68, 222 p., 336 fig., 9 pl., 1 tabl.
- SMOUT A. H. (1954). — Lower tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula. *Monogr. British Museum Nat. Hist.*, 96 p., 15 pl.
- VEILLON M. (1958). — Morphologie et valeur comparée des Nummulites dans l'interprétation stratigraphique et paléogéographique de l'Éocène nord-aquitain, Univ. de Bordeaux, Thèse 3^e cycle Bordeaux, n° 16, 217 p., 15 pl.
- VIGNEAUX M., VEILLON M. et MOYES J. (1956). — Étude géologique du sous-sol de Bordeaux. *Publ. B. R. G. G. M.*, n° 19, 60 p., 8 fig., 3 tabl.

Remarques sur le Pliocène de Lessay (Manche)

par Annik PELHATE*.

Sommaire. — L'étude d'un échantillon considéré comme un type moyen des dépôts des environs de Lessay (Manche) avait confirmé l'attribution de ceux-ci au Pliocène [Pelhate, 1956]. L'examen de nombreux échantillons avait amené M. J. Poncet [1956] à distinguer des dépôts marins pliocènes et une formation estuarienne bas-normannienne.

Il a paru nécessaire de reprendre ces mêmes échantillons pour revoir la granulométrie, établir les courbes morphoscopiques, et déterminer les minéraux lourds, ce qui a conduit à distinguer deux types de dépôts rapportés tous deux au Pliocène, en différenciant : un faciès de transgression (glauconie, abondance des minéraux de métamorphisme) et un faciès de régression (présence d'amphiboles).

Afin de rechercher l'origine du matériel constituant les dunes qui s'allongent depuis le Bec d'Andaine jusqu'à la pointe du Rozel, le long de la côte occidentale du Cotentin, j'avais étudié [1956] comparativement des formations de plages et de dunes et des dépôts pliocènes situés en bordure du golfe normano-breton. En particulier, j'avais utilisé comme terme de comparaison un échantillon (LC) des sables, dénommés sables de Saint-Vigor, notés p^0 sur la carte géologique de Saint-Lô et affleurant autour de Lessay (Manche). Ces sables, reconnus comme pliocènes par MM. Berthois et Milon [1935] à cause de leurs caractéristiques minéralogiques, représentaient, me semblait-il, un échantillon moyen de Pliocène. Le prélèvement avait été effectué dans la carrière dite de Lessay, plus précisément carrière du champ de foire (coord. Lambert X = 175,2 ; Y = 318,4, feuille de Saint-Lô), seule exploitation signalée sur la carte géologique au 80 000^e, aux environs de Lessay.

A la même époque, M. J. Poncet [1956] entreprenait une étude détaillée des sables des environs de Lessay en observant les matériaux de trois provenances :

— la carrière du passage à niveau (coord. Lambert X = 175 ; Y = 319,5) où il distingue trois niveaux de sables : poudingue de base, sables fins jaunes, sables jaune orangé ;

— la carrière du champ de foire, d'où provient précisément l'échantillon de référence recueilli par moi-même, ouverte dans des sables ocre à lits de galets ;

— un affleurement de sables au carrefour de

la route départementale 72 et de la route du champ de foire, présentant dans un talus un dépôt à grain fin, surmonté de sables ocre rouge à galets.

En conclusion de ce travail, M. J. Poncet pense que les sédiments de la carrière du passage à niveau ont été déposés par la transgression pliocène, tandis que les dépôts de la carrière du champ de foire et les sables ocre rouge à galets du carrefour doivent être rapportés à des sédiments estuariens, ces derniers datant du Bas-Normannien (c'est-à-dire du Tyrrhénien) puisque la cote de la carrière de Lessay se situe à 7 m au-dessus du niveau actuel de l'embouchure de l'Ay [Dangeard et Graindor, 1956].

Les critères utilisés pour différencier les terrasses quaternaires des sédiments pliocènes sont résumés dans une note, présentée par M. J. Poncet à la séance du 4 juin 1956, de la Société linnéenne de Normandie et parue récemment [1959].

Les sédiments pliocènes seraient caractérisés par une couleur allant du brun au jaune, par une stratification entrecroisée, par la présence de glauconie vert foncé, par leur diagramme granulométrique à un seul maximum, et enfin par l'indice d'émousé des galets (médiane : 350 à 400 millièmes) tandis que les dépôts bas-normanniens se différencieraient par leur couleur ocre rouge, leur stratification oblique lenticulaire, la moins grande abondance de glauconie, la présence de deux maxi-

* Note présentée à la séance du 21 mars 1960.

mums visibles sur les courbes granulométriques et leurs galets à indice d'émoussé plus faible (médiane : 200 à 250 millièmes).

Les résultats obtenus par M. J. Poncet et les interprétations relatives à la carrière du champ de foire étant différents de mes conclusions personnelles, j'ai estimé nécessaire de compléter mon travail en reprenant l'étude des différentes carrières et des divers niveaux étudiés par M. J. Poncet, et d'ajouter ainsi aux données utilisées par cet auteur celles fournies par les autres méthodes de sédimentologie :

— granulométrie avec établissement de courbes cumulatives et de courbes en coordonnées polaires définies par M. A. Rivière [1937] ;

— morphoscopie des sables à diverses dimensions avec interprétation graphique [Cailleux, 1943] ;

— étude des minéraux lourds.

RECHERCHES NOUVELLES. — Les sables étudiés ont été prélevés lors de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, dirigée par M. L. Dangeard, en Normandie, en septembre 1959. Ils proviennent, d'une part, de la carrière du passage à niveau où, sur un front

de taille de 3 m environ, on peut distinguer de bas en haut : des sables à petits galets (LPNG), des sables fins jaunes (LPNI), puis des sables jaunes renfermant des galets (LPNS) ; d'autre part, du carrefour de la route départementale 72 et de la route du champ de foire où on peut différencier dans le talus au bord de la route, un niveau inférieur fin (CCI) et un niveau supérieur à galets (CCS).

I. ÉTUDE GRANULOMÉTRIQUE (fig. 1). — Les niveaux inférieurs LPNG et CCI se traduisent par des diagrammes arrondis au voisinage du maximum ; la répartition des grains est régulière entre 702 et 175 μ et les indices de classement définis à partir des courbes cumulatives [Bietlot, 1940] sont assez élevés, soit respectivement 66 et 71,5. Si on examine les diagrammes des niveaux LPNI (grain moyen : 315 μ , indice de classement : 57) et LPNS (indice de classement : 54,5), on voit clairement qu'il s'agit d'un même matériel (minimum placé à la même dimension) comportant une élimination des éléments fins et apport de matériaux grossiers dans le niveau supérieur LPNS (grain moyen : 850 μ).

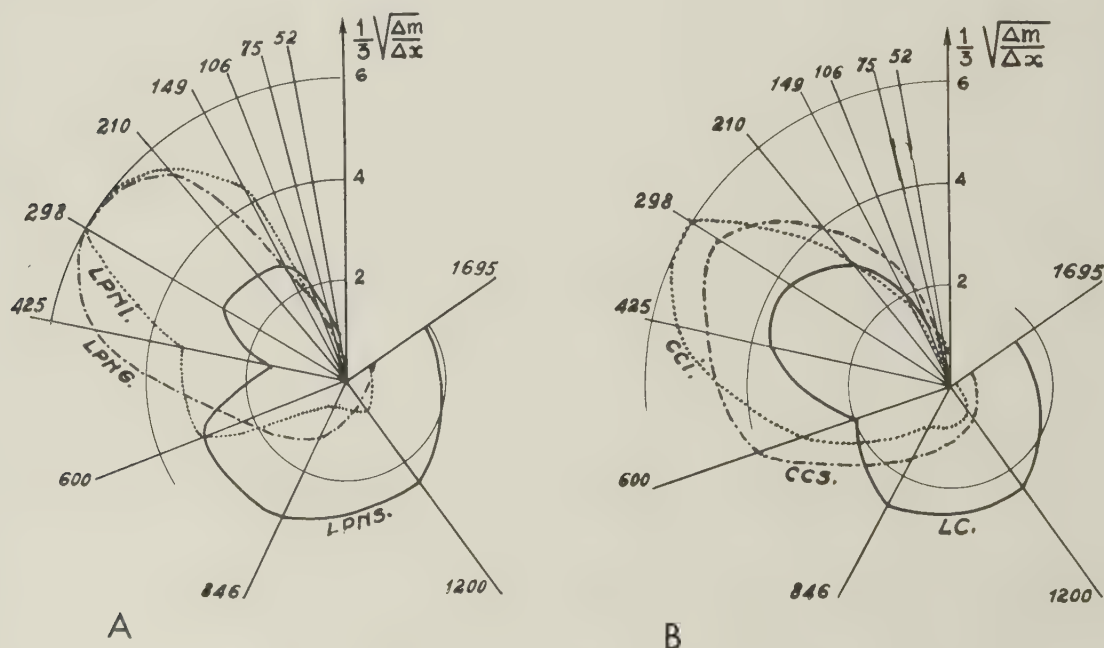


FIG. 1. — Courbes granulométriques en coordonnées polaires.

A : Carrière du passage à niveau (Lessay, Manche). LPNS : sable supérieur à galets ; LPNI : sable jaune clair ; LPNG : sable inférieur à petits galets.

B : carrefour D 72, route du champ de foire (CCS : sables à galets, CCI : sables fins).
LC : sables de la carrière du champ de foire.

Les sables de la carrière du champ de foire présentent un diagramme granulométrique à 2 maximums, semblable à celui du niveau LPNS, mais ils ont un indice de classement médiocre (28,75). Les sables CCS ont un indice de classement assez élevé (40) et la répartition des grains est uniforme.

II. ÉTUDE MORPHOSCOPIQUE (fig. 2). — L'examen des courbes morphoscopiques est particulièrement instructif. Ces divers sables sont formés des trois catégories de grains habituellement différenciés dans un sédiment : émoussés-luisants, non-usés, et ronds-mats. Pour cette dernière catégorie, j'ai adopté la

définition même de M. A. Cailleux [1942, p. 25] : « grains à forme toujours arrondie ou du moins fortement émoussée » et pour lesquels l'observation sur fond noir ne permet pas de percevoir celui-ci.

Les sables de la carrière du passage à niveau montrent une usure de plus en plus importante depuis la base jusqu'au sommet de la formation ; cependant, à 360 μ , les sables LPNG et LPNI ont un pourcentage de grains non-usés inférieur au sable LPNS. Ce résultat peut s'expliquer si on admet que cette usure est l'œuvre de la mer pliocène transgressive, remaniant intensément les sédiments qu'elle pousse devant elle ; tandis que pour les sables LPNS, constitués de deux

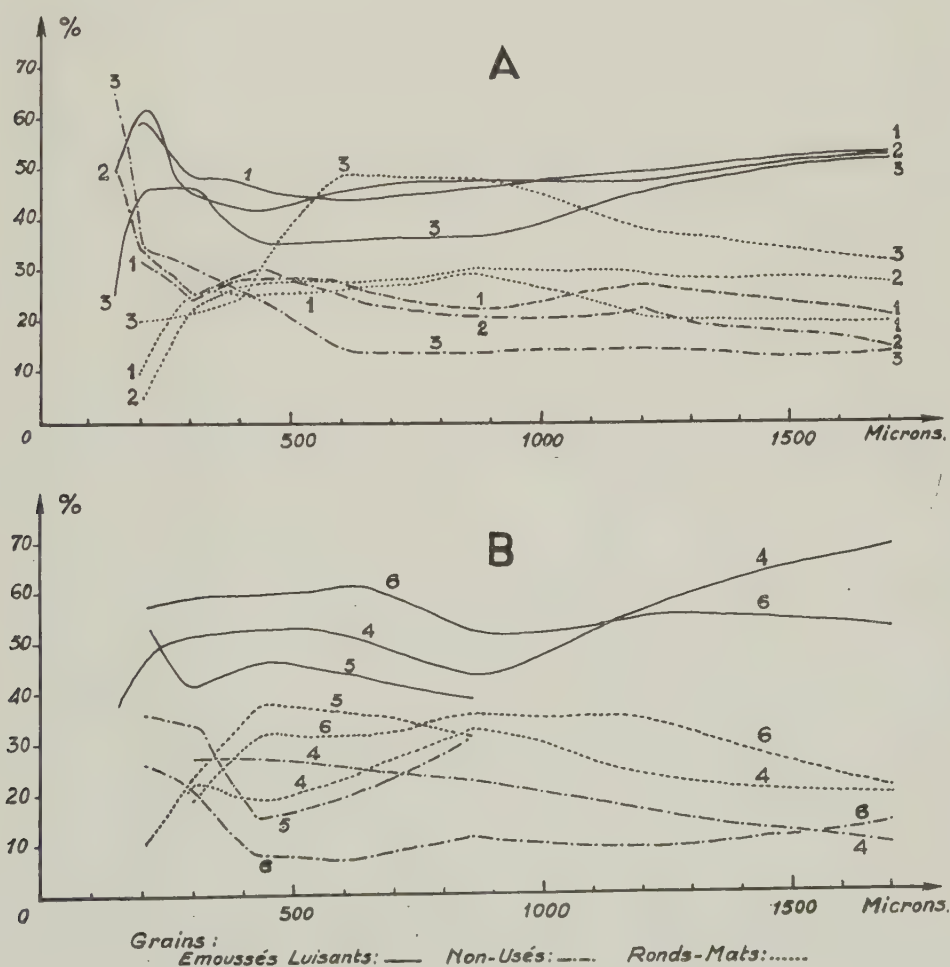


FIG. 2. — Courbes morphoscopiques.

- A : Carrière du passage à niveau. 1 : LPNG, sable inférieur à petits galets ; 2 : LPNI : sable jaune clair ; 3 : LPNS : sable supérieur à galets.
- B : Carrière du champ de foire ; 4 : LC. — Carrefour D 72, route du champ de foire ; 5 : CCI, niveau inférieur ; 6 : CCS, niveau supérieur à galets.

stocks granulométriques : matériel pliocène et apport local non usé, l'action de la mer n'a pas été suffisamment durable pour émousser les grains inférieurs à 360μ .

La présence de grains ronds-mats témoigne d'une phase d'éolisation. Cette usure du vent est plus importante sur le niveau supérieur LPNS que sur les niveaux LPNI et LPNG aux grandes dimensions car, vers 360μ , le pourcentage de ronds-mats est plus élevé dans ces deux derniers dépôts ; ce résultat est en accord avec les observations de M. J. Poncet qui n'a effectué la morphoscopie qu'à cette dimension. L'explication résiderait peut-être dans le fait qu'à 360μ , le pourcentage de non-usés est plus élevé dans le sable LPNS, et que le vent éolise moins vite les grains à arêtes vives que ceux à angles émoussés.

Les sables de la carrière de Lessay sont très

usés et le pourcentage d'émoussés-luisants l'emporte toujours par rapport à la proportion de ronds-mats ; les sables à galets CCS du carrefour de la D 72 et de la route du champ de foire présentent une usure et une éolisation comparables aux dépôts LC.

Pour tous ces sables, le vent paraît être le dernier agent responsable du modelé des grains, car le maximum de ronds-mats vers 800μ correspond à la dimension où l'usure éolienne est la plus intense et à un minimum d'émoussés-luisants ; d'autre part, il ne semble pas exister de grains ronds-mats luisants tels qu'il s'en présente dans un matériel éolisé repris par la mer.

III. ÉTUDE DES MINÉRAUX LOURDS. — La répartition des minéraux lourds en % est résumée dans le tableau 1.

	LPNS	LPNI	LPNG	CCS	CCI	LC
<i>% en poids</i>						
Minéraux lourds entre 517 et 43μ	0,031	0,087	0,085	0,20	0,073	
<i>% en grains</i>						
Opaques et altérés.....	42,3	40	42,5	37,5	45,5	42
<i>% grains transparents</i>						
Zircon.....	20	6,20	8,27	13,6	8,32	13
Rutile.....	2,85	3,39	1,96	1,18	1,66	
Anatase.....				1,18		
Brookite.....	0,71					
Tourmaline.....	47,10	59,80	41	56,2	51,50	55,5
Grenat.....			22	0,59	2,50	0,4
Staurotide.....	11,42	9,60	9,05	5,90	10,80	4,6
Andalousite.....	5,71	16,40	13,40	10,65	7,50	10,5
Sillimanite.....	1,43	1,65	2,76	2,36	4,15	2,5
Disthène.....	1,43	0,55	0,79	1,18	7,50	2,5
Épidote.....	4,28	1,13	0,79	2,36	3,34	6,4
Zoisite.....	0,71	0,55		0,59		1,4
Clinozoisite.....		0,55		1,18	0,83	2,8
Hornblende verte.....	4,28			1,18	0,83	0,4
Glaucophane.....				0,59	0,83	
Topaze.....				1,18		

TABLEAU 1. — Répartition des minéraux lourds.

Elle permet de classer les sédiments étudiés en deux catégories : certains sables renferment des amphiboles (hornblende verte) : LPNS, CCS, CCI, LC, et d'autres n'en contiennent pas : LPNI, LPNG ; par ailleurs, ils sont tous caractérisés par la grande abondance de tourmaline et de minéraux de métamorphisme. La glauconie est partout présente et est abondante dans l'échan-

tillon LC, mais elle n'apparaît qu'aux petites dimensions (174μ).

Le cortège des minéraux lourds est comparable en tous points à celui des sédiments pliocènes pour les sables inférieurs LPNG et LPNI [Berthois et Milon, 1935 ; Pelhâte, 1956]. Les amphiboles existant dans les autres sables peuvent être considérés comme ayant une

origine locale. C'est ainsi que les phyllades briovériennes au Nord du massif de Coutances sont transformées en schistes amphiboliques [Jérémine, 1924, p. 100].

CONCLUSION. — La distinction reconnue par M. J. Poncet, entre les sables de la carrière du passage à niveau attribués au Pliocène marin d'une part, ceux de la carrière de Lessay et ceux du carrefour de la D 72 avec la route du champ de foire rapportés au Bas-Normannien d'autre part, ne paraît établie ni par la granulométrie, ni par la morphoscopie, ni par les minéraux lourds.

Il paraît exister effectivement deux types de dépôts qui peuvent être nettement distingués dans la carrière du passage à niveau :

— le dépôt supérieur LPNS à galets, est constitué par des sables avec deux stocks granulométriques différents : un matériel fin, caractérisé par l'abondance des minéraux de métamorphisme et de tourmaline, riche en glauconie, correspondant au matériel transgressif et un matériel plus grossier, ce dernier paraissant responsable de l'apport d'amphiboles dans le cortège des minéraux lourds.

— les dépôts inférieurs LPNI et LPNG sont mieux classés, paraissent formés d'un seul stock granulométrique, ne contiennent que des minéraux de métamorphisme et pas d'amphiboles.

Du point de vue de l'usure des grains : à 360 μ , mes résultats sont conformes à ceux de M. J. Poncet, mais pour les grains plus gros, la disposition des courbes de non-usés montre que le niveau supérieur est plus usé, avec une plus forte éolisation.

Le passage des sables fins LPNI aux sables à galets LPNS à l'affleurement se fait sans surface de ravinement visible ; il me paraît donc difficile de les séparer dans le temps par une longue période d'émersion allant du Pliocène au Tyrrhénien II.

Il me semble que les deux niveaux inférieurs sont des formations transgressives pliocènes et que le dépôt grossier à galets peut être interprété comme un faciès de régression du Pliocène. Cette manière de voir serait en accord avec les observations signalées par M. J. Bourcart [1953] : « La mer..., en reculant, abandonne de larges étendues de sables que le vent modèle en dunes ou en cordons successifs de galets. Les fleuves n'y ont plus de pente et ne peuvent donc pas y apporter des matériaux grossiers provenant du continent. » L'action du vent semble s'être exercée sur l'estran sans qu'il soit possible d'affirmer qu'il y ait eu cons-

truction de dunes. Les galets de ces formations proviendraient de cordons littoraux, et le matériel local que la mer n'a pas eu le temps d'user entièrement serait arraché par elle aux falaises environnantes.

Les formations de la carrière du champ de foire sont comparables au niveau supérieur LPNS de la carrière du passage à niveau. L'interprétation des formations du carrefour est plus délicate, à cause de la faible étendue de l'affleurement et des remaniements possibles ; elles ne paraissent pas constituées, comme les sables du niveau supérieur, par deux stocks granulométriques, mais les caractères des minéraux lourds et l'usure des grains de quartz les rapprochent cependant plus nettement de ce niveau supérieur (carrière du passage à niveau) ; sachant que sur un estran actuel les caractéristiques granulométriques sont constamment modifiées par le jeu des vagues et des marées, les critères morphoscopiques et minéralogiques me paraissent les plus importants et justifient ce rapprochement.

En résumé, les données acquises par l'étude morphoscopique et l'association des minéraux lourds me conduisent à distinguer dans les sables de Lessay un matériel pliocène nettement transgressif et un matériel riche en galets correspondant à la régression de la fin du Tertiaire. Cette conclusion est appuyée par l'absence d'hypersthène dans les niveaux supérieurs ; si ceux-ci avaient un caractère estuarien, comme le suppose M. J. Poncet, il me semble qu'ils devraient contenir le minéral qui paraît bien caractériser les formations quaternaires de la région. Je signalerai que ce minéral existe dans les sables de dunes des environs de Lessay (prélèvement effectué à 1 300 m à l'Est de l'estran, au point de coordonnées Lambert X=74,2 ; Y=314,2, feuille de Saint-Lô [Pelhâte, 1956]).

Il serait particulièrement intéressant de rechercher les minéraux lourds dans les dépôts meubles de la vallée de l'Ay, déjà étudiés par M. J. Poncet, pour savoir s'ils doivent être rapprochés des matériaux transgressifs quaternaires, ou au contraire s'ils ne renferment que des éléments pouvant provenir de l'érosion de l'arrière-pays.

Cette étude complémentaire des formations rouges des environs de Lessay souligne une fois de plus l'utilité de tenir compte de tous les caractères du sédiment, en particulier de la composition minéralogique (glauconie, minéraux lourds) et de la variation de la morphoscopie des grains en fonction de leur taille. Dès ses premiers travaux, M. A. Cailleux montrait

comment le tracé des courbes est nécessaire pour mettre en évidence les remaniements possibles et la complexité des phénomènes qui ont présidé à la mise en place des dépôts ; l'évo-

lution du sédiment ne peut être interprétée en se basant uniquement sur la répartition des différents types de grains d'une seule dimension.

Ouvrages consultés

- BERTHOIS L. et MILON Y. (1935). — Contribution à l'étude des sables pliocènes de Lessay et des environs de Bayeux. *C. R. somm. Soc. géol. et min. Bretagne*, 1^{re} an., n° 2, 7 avr., p. 7-8.
- BIETLOT A. (1940). — Méthode d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes de Belgique. *Bull. Soc. géol. Belgique*, t. 64, p. M 81-169.
- BOURCART J. (1953). — L'histoire quaternaire de la Méditerranée à la suite de nouvelles recherches. *Scientia*, 6^e sér., 47^e année, 9 p.
- CAILLEUX A. (1942). — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXI, n° 46.
- (1943). — Distinction des sables marins et fluviaux. *B. S. G. F.*, (5), XIII, p. 125-138.
- DANGEARD L. et GRAINDOR M.-J. (1956). — L'étage normannien et ses divisions. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 1744-1745.
- ELHAI H. (1959). — Étude morphoscopique des sables p^o de Basse-Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e sér., 9^e vol., (1956-1958), p. 19-24.
- JÉRÉMINÉ E. (1924). — La prétendue syénite de Coutances. *C. R. Ac. Sc.*, t. 178, p. 99-101.
- PELHATE A. (1956). — Contribution à l'étude des dépôts littoraux du golfe normano-breton. *Mém. Soc. géol. et minér. Bretagne*, t. XI.
- PONCET J. (1956). — Le Pliocène et le Quaternaire de la région de Lessay (Manche). *Mém. Soc. Sc. nat. Cherbourg*, t. XLVII.
- (1959). — Différenciation du Pliocène et du Quaternaire dans la région de Lessay. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e sér., 9^e vol. (1956-1958), p. 24-25.
- RIVIÈRE A. (1937). — Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux. *Ann. Inst. océanogr.*, nouv. sér., t. XVII, fasc. 4, p. 213-240.

Sur un récif actuel : le banc des Hermelles de la baie du Mont-Saint-Michel.

Quelques renseignements documentaires

par Robert Ph. DOLLFUS*.

Sommaire. — Dans la séance du 16 mars 1959, G. Lucas a attiré l'attention de la Société sur cette formation récifale, construite par des Annélides polychètes, *Sabellaria alveolata* (L.) 1767. Aucun document cartographique n'ayant jusqu'à présent été publié, montrant l'emplacement exact de ce récif par rapport à la ligne de rivage de la baie du Mt-Saint-Michel et à la ligne du 0 des cartes marines, l'auteur présente un tel document, en même temps qu'un plan détaillé du récif tel qu'il était en 1921. Quelques renseignements sont donnés sur les modifications de ce récif et sur d'autres récifs des Hermelles de la côte ouest du Cotentin.

Notre confrère Gabriel Lucas, dans la séance du 16 mars 1959, a attiré l'attention de la Société sur l'importance géologique des formations récifales construites par des Annélides polychètes dans la lagune de Tunis et la baie du Mt-Saint-Michel.

Il ne sera ici question que du banc des Hermelles de la baie du Mt-Saint-Michel. Je n'en donnerai pas la description ; une description excellente en a été donnée par G. Lucas et P. Lefèvre [1956, p. 85-90, fig. 1-2] en introduction à leur étude si détaillée (caractères granulométriques, chimiques, minéralogiques, organiques) des sédiments voisins du banc et des soubassements du banc, ainsi que de ceux constituant les tubes des Hermelles. Je renvoie aussi à la description plus récente donnée par G. Lucas [1959, p. 388-389, pl. texte fig. 5-8], où cet auteur a proposé le nom nouveau de « biolithosore », estimant que le mot « récif », impliquant une « faune spéciale associée », ne pouvait s'appliquer exactement aux constructions en question.

Je me contenterai de présenter quelques renseignements documentaires qui peuvent intéresser les géologues et de rappeler quelques

détails historiques auxquels B. Lucas et P. Lefèvre n'ont fait qu'une brève allusion.

Les géologues ne se sont intéressés à cette formation que tardivement, bien après les zoologistes. Le premier texte scientifique qui en fait état est celui de V. Audouin et H. M. Edwards [1832, p. 180-182] ; c'est à propos des bancs d'Huitres du quartier maritime de Cancale. De ce qu'ils ont écrit, j'extrais ceci :

« Sur un de ces bancs, situé à environ deux lieues de Cancale, au Nord-Ouest du Mt-Saint-Michel et connu sous le nom du *Banc de la Rage*, il existe une quantité énorme d'Hermelles, dont les tubes sablonneux ont souvent plus d'un pied de long et sont fixés sur les huitres. Nous nous sommes convaincus que les masses formées par ces annélides étaient très considérables, et qu'elles enterraient pour ainsi dire les huitres. C'est depuis une douzaine d'années seulement que les Hermelles ont envahi ce banc, et qu'elles y ont entièrement arrêté la reproduction des huitres ; toutes celles qu'on y arrache avec la drague sont très vieilles et comme enfouies dans des masses sablonneuses construites par ces annélides ; aussi ce banc, qui était autrefois un des plus estimés, est-il aujourd'hui complètement abandonné. Les Hermelles qui l'ont détruit paraissent y être venues du voisinage du Mt-Saint-Michel, car elles forment, sur quelques

* Note présentée à la séance du 21 mars 1960.

points des grèves voisines de ce rocher, et au Nord-Est du Pas-aux-Bœufs, des bancs de sable ou des espèces d'îlots qui découvrent à mer basse et qui alors paraissent élevés de huit ou dix pieds. L'un d'eux vient, sur notre indication, de recevoir de messieurs les ingénieurs-hydrographes le nom du *Banc des Hermelles*. Il est à craindre que cet ennemi si dangereux pour les huîtres ne gagne les bancs voisins et ne dépeuple peu à peu la baie, actuellement si riche, de Cancale...

La carte marine n° 824 « levée en 1829 et 1831 par les Ingénieurs hydrographes de la Marine sous les ordres de M. Beautemps-Beaupré, Ingénieur hydrographe en Chef et publiée en 1836 » porte l'appellation « Banc des Hermelles » et en signale l'existence sous forme d'un V dont les branches, un peu inégales, dessinent un angle droit ouvert vers le Nord ; la largeur est d'environ 1/2 mille.

Les éditions suivantes de cette carte, y compris la dernière (juin 1956), n'ont apporté aucun changement à cette mauvaise et imprécise représentation du « Banc des Hermelles » et l'on peut dire que, jusqu'à aujourd'hui, aucun document cartographique n'a été publié qui renseigne sur sa position exacte par rapport à l'ensemble de la baie et son étendue à une époque déterminée.

Si C. Galaine et C. Houlbert [1916, p. 614-615 ; 1922, p. 321-322] avaient eu à leur disposition un tel document, ils n'auraient vraisemblablement pas avancé que les Hermelles, causant « un ensablement et un envasement continus » étaient responsables d'un « exhaussement graduel du sol marin qui aboutira à un assèchement complet du fond de la baie » ; ils n'auraient pas écrit que « des importantes barrières récifales édifiées par les Hermelles... s'étendant par le travers de la baie dans la direction Chapelle-Sainte-Anne-Granville, barrent complètement les estuaires côtiers sur une étendue qui n'est pas inférieure à 10 km ».

La note de Galaine et Houlbert à l'Académie des Sciences annonçant un assèchement de la baie du fait des Hermelles, provoqua des critiques et des commentaires (cf. G. Raymond-Gontaud [1916, p. 590-591 ; 1917, p. 143-145] ; M. Baudouin [1916, p. 591-592 ; 1917, p. 145]) et le directeur du Service hydrographique de la Marine, J. Renaud [1917, p. 551] estima qu'il y avait « grand intérêt à ne pas laisser répandre l'opinion que, dans la question si grave du colmatage des abords du Mt-Saint-Michel, les Hermelles sont seules en cause » et que « les ouvrages construits par l'homme sont des causes d'atterrissement plus directes et beaucoup plus importantes ».

L'importance des Hermelles a été beaucoup

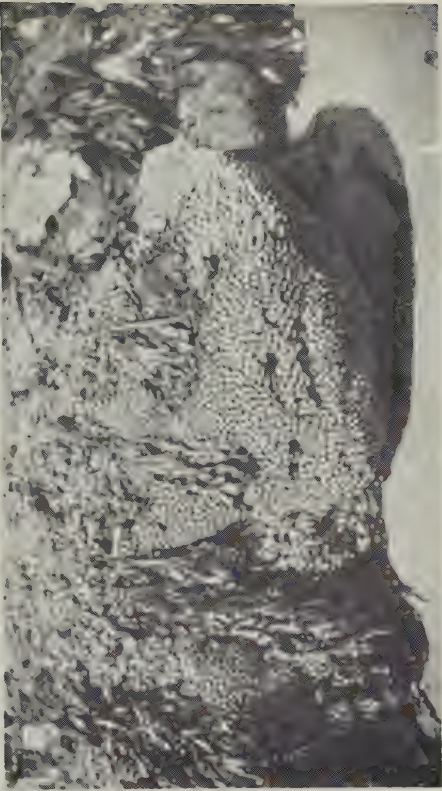
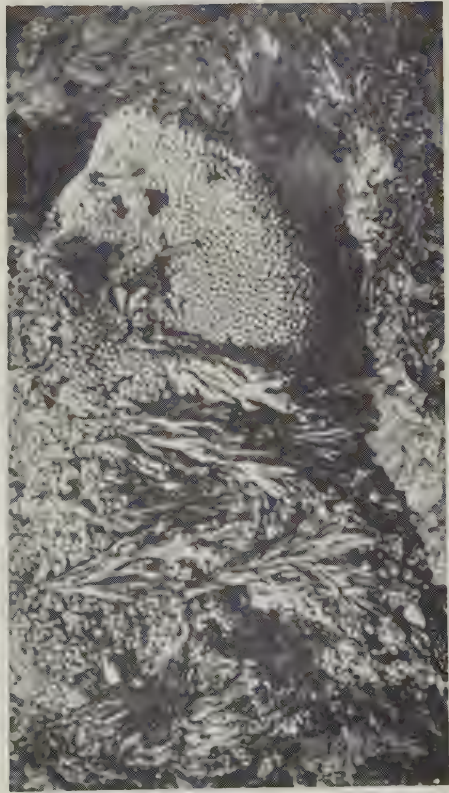
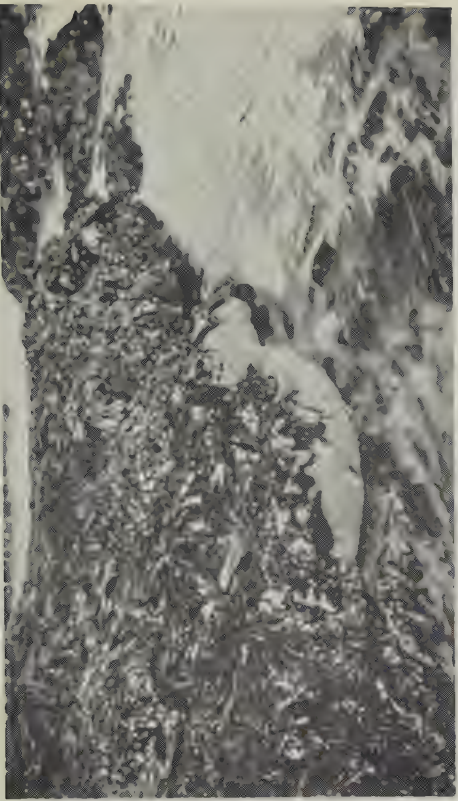
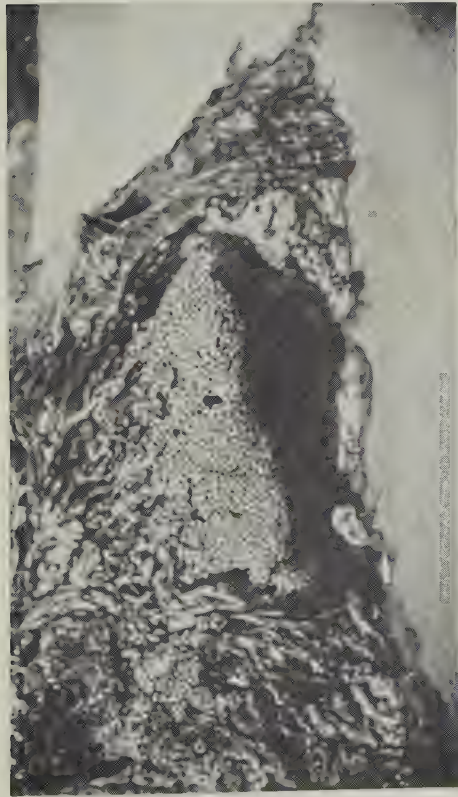
exagérée, tant au point de vue du colmatage qu'au point de vue de la destruction des bancs naturels d'Huîtres et, actuellement, il ne viendrait plus à l'idée d'un zoologiste de qualifier, comme l'ont fait Audouin et Edwards, les Hermelles de « fléau » pour les Huîtres et d'écrire comme Quatrefages [1854, p. 55] : « Les Hermelles... font ainsi de grands ravages sur les bancs d'Huîtres, et ont déjà détruit plusieurs colonies de ce Mollusque... »¹.

Il semble que le banc des Hermelles soit arrivé à une certaine stabilité ; il a peu changé depuis environ cent ans et paraît compenser les destructions qu'il subit de temps à autre. Le regretté L. Kerforne [1923, p. 301] a relaté une conversation qu'il avait eue avec un Inspecteur primaire de Saint-Malo, Mr. Ozouf, d'après qui « les récifs d'Hermelles de la baie du Mt-Saint-Michel seraient en voie de disparition. Une notable diminution de ces barrières aurait été constatée par tous les pêcheurs au moment de la grande marée d'octobre : on sait que de nombreux pêcheurs attaquent et démolissent, aux basses mers, les récifs d'Hermelles pour recueillir les poissons et autres animaux qui s'y réfugient. Cette constatation qui se rattache à la question du mouvement des sables dans la baie est très intéressante ».

En fait, cette prédiction de disparition ne s'est pas réalisée, comme en témoigne un rapport qui m'a été adressé (7.2.1943) par Mr. A. Richer, Ingénieur T. P. E. à Rennes, sur l'état du banc des Hermelles au début de l'année 1942. De ce rapport, j'extrais ce qui suit :

« Les Hermelles comprennent toujours trois groupes, soit, du Sud-Ouest au Nord-Ouest : les Hermelles de

1. Les grands massifs d'Hermelles sont formés par les gros tubes droits, accolés, de *Sabellaria alveolata* (L. 1767) = *S. crassissima* LMK 1838, mais on y trouve aussi, parfois, mélangés, des tubes irréguliers, contournés, de *S. spinulosa* LEUCKART 1849. Les tubes de *spinulosa* encroûtent la coquille des Huîtres sur tous les bancs de la baie de Cancale-Mt-Saint-Michel et les Huîtres ne s'en portent pas plus mal. A propos des bancs d'*Ostrea edulis* L. du Sleswig-Holstein, K. Möbius [1893, p. 77] relate que *S. spinulosa* LEUCKART y est un des animaux les plus communs et que chaque Huître en porte. Dans la baie du Mt-Saint-Michel, les Huîtres se fixent en grand nombre sur les gros blocs d'Hermelles et elles y prospèrent tant qu'elles ne sont pas recouvertes et englobées dans l'édifice (cf. R. Ph. Dollfus [1921, p. 43-44]. A. de Saint-Joseph [1894, p. 154] a été d'avis que la destruction des anciens bancs d'Huîtres qui s'étendaient entre Dinard et Saint-Malo et tout autour des îles « doit être attribuée en grande partie à *Sabellaria spinulosa* LEUCKART (1849) [*Hermella ostrearia* FREY et LEUCKART 1847] dont les tubes sablonneux, irréguliers et contournés, noyés dans une épaisse gangue de sable... entourent les coquilles, les surchargent et finissent par gêner le jeu des valves ». En réalité, la décadence et la prosopité des bancs d'*Ostrea edulis* L. dépendant d'autres causes.



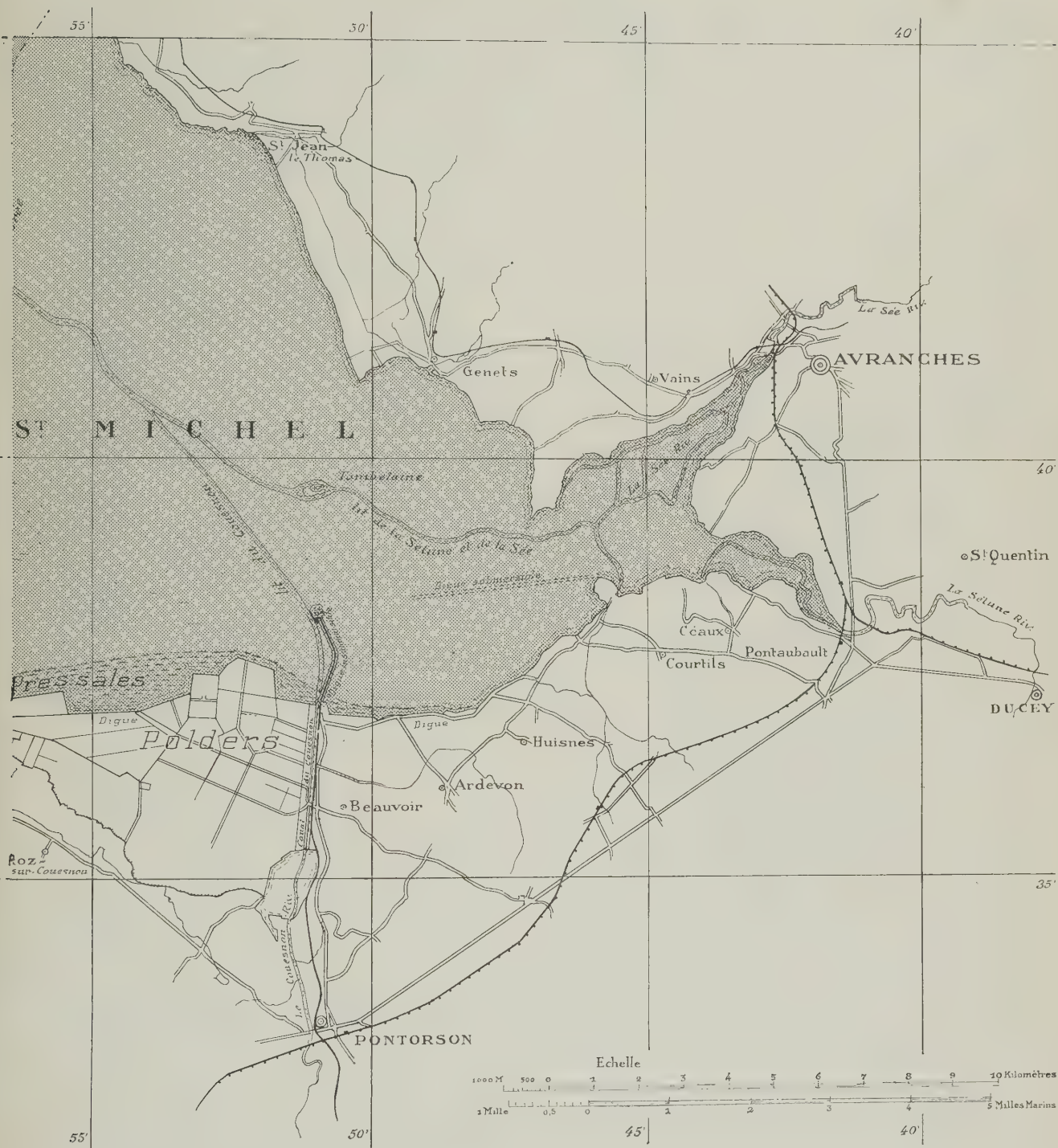
1. Quelques aspects à marée basse du récif des Hermelles de la baie du Croisic (Loire-Atlantique). Photos Emm. FAURÉ-FRÉMIET (été 1930).

Dans la baie du Mt-Saint-Michel, l'aspect du récif des Hermelles est très différent, les tubes sont groupés surtout en épaisses lames verticales.

Il semble cependant s'agir de la même espèce de *Spiralium*.



FIG. 1. — Emplacement du banc des Hermelles de la baie du Mt-Saint-Michel



n 1921, d'après un document fourni par A. RICHER, agent voyer à Rennes.

Cherrueix, puis les grosses Hermelles et enfin les petites Hermelles. Ces trois groupes sont séparés entre eux par deux bancs de sable.

Avant 1923, à la sortie des Hermelles, vers le Mt-Saint-Michel, s'était constitué le « gros banc de sable » ainsi dénommé à cause de ses dimensions : il mesurait environ 400 m de diamètre et 2 à 2,5 m de hauteur. Cette masse s'est détachée des Hermelles il y a environ dix ans au cours d'une action combinée des courants et des vents en période de tempête. Depuis lors, l'action seule des courants a suffi pour lui imprimer un déplacement de 10 km en dix ans, en direction du Sud-Est ; de telle sorte qu'elle se trouve actuellement située en bordure des prés salés entre Roz-s/Couësson et Saint-Georges-de-Gréhaigne.

Un nouveau banc de sable se constitue, depuis 1930, à la sortie des Hermelles, à la place de celui qui s'est déplacé ; il est encore beaucoup moins important que ne l'était ce dernier en 1923.

Au Sud des Hermelles, existait une dépression, sur 2 km de longueur et 400 à 500 m de largeur dénommée « baie de l'Etou ». Cette dépression vaseuse pouvant être traversée, sans danger, à marée basse ; aujourd'hui l'apport de vase y est tel que les pêcheurs sont obligés de la contourner pour accéder aux Hermelles.

Les Hermelles elles-mêmes, envahies par les vases, sont en régression et en général plus petites et moins compactes qu'il y a vingt ans.

L'influence des vents peut, à notre avis, être considérée comme étant l'une des causes principales des modifications citées précédemment. Depuis dix ans, la prédominance appartient aux vents du Nord, alors qu'elle appartenait précédemment aux vents venant de l'Ouest. Il en résulte que le colmatage, qui s'opérait sur le rivage sud-est de la baie du Mt-Saint-Michel s'effectue actuellement sur le rivage sud-ouest.

Les vents d'Ouest, en correspondance avec les courants de marée venant également de l'Ouest, amenaient sur les Hermelles exclusivement du sable de roches provenant des côtes de Bretagne. Actuellement les boues provenant des falaises crayeuses de Normandie et dirigées par les vents du Nord viennent se mélanger sur les Hermelles avec les sables de roches de Bretagne entraînés par les courants de marée de la pointe du Grouin de Cancale vers le Mt-Saint-Michel.

Nous pensons que cette situation qui nuit au développement des Hermelles n'est que passagère et disparaîtra dès que les vents d'Ouest redeviendront prédominants.

Nous ne pensons pas que les Hermelles aient une influence quelconque sur les autres parties de la baie du Mt-Saint-Michel au point de vue des envasements ; l'influence des Hermelles ne peut guère se faire sentir au-delà de 1 km. »

Le garde-maritime du Vivier-sur-Mer (Ille-et-Vilaine), à qui incombe la surveillance de la pêche dans le secteur des Hermelles, évaluait, en janvier 1942, l'étendue du banc à environ 2 km en direction N-S (malgré un peu d'ensablement de la partie nord) et 3 km en direction E-W, avec une hauteur maximale de 2,50 m ; il incriminait aux pêcheurs, surtout ceux de crabes-tourteaux, des destructions de la partie sud ; les pêcheurs entamant le récif à la barre de fer ².

Les récifs d'Hermelles sont très répandus

ça et là sur nos côtes de la Manche et de l'océan, et même en Méditerranée ³ ; j'ai aussi constaté leur présence sur la côte atlantique du Maroc, mais ils n'atteignent nulle part, à ma connaissance, une aussi grande étendue que celui de la baie du Mt-Saint-Michel.

Le banc découvert vers 1921 vis-à-vis de Carolles et Saint-Jean-le-Thomas (à mi-distance de Granville et du Mt-Saint-Michel) est à peu près stationnaire, de même ceux que l'on observe parmi les *Fucus vesiculosus* L. devant Denneville et devant Blainville (côte ouest du Cotentin) ⁴, ceux de la baie d'Erquy (Côtes-du-Nord) et ceux, beaucoup plus importants, du Croisic (Loire-Atlantique) ⁵.

En plusieurs points des côtes britanniques, des récifs d'Hermelles ont été signalés ; sur les rochers de l'Hilbre Island (mer d'Irlande) où ils forment de grandes masses, M. A. Herdman [1920, p. 19, 25, fig. 1] a évalué à plus d'un million le nombre de Vers présents pour une superficie de 40 square yards.

Sur les blocs et dans leurs fissures, la vie est intense, on y trouve en abondance Foraminifères, Spongiaires, Échinodermes, Hydriaires, Bryozoaires, Polychètes, Crustacés, Mollusques, Tuniciers, Poissons, Algues ; c'est toute une biocoenose ⁶ très vivante, mêlée aux restes d'organismes morts constituant une « thanatocoenose » ⁷.

2. En général, les destructions sont surtout le fait des pêcheurs d'Huitres, mais, au début de 1942, les Huitres avaient presque complètement disparu des récifs d'Hermelles et de l'ensemble de la baie de Cancale-Mont-Saint-Michel, par suite d'une mortalité massive dont la cause est restée inconnue ; un repeuplement naturel s'est produit depuis lors.

3. Pour le golfe de Marseille, voir P. Gourret [1902, p. 690].

4. On trouvera une très bonne photographie d'un « petit récif d'Hermelles », *Sabellaria alveolata* (L.), du lieu dit « Grand Klébet » près de Blainville, dans Ad. Davy de Virville et H. Belval [1938, pl. I, fig. 2]. Cette figure montre bien la forme exacte de l'ouverture des tubes qui est surmontée d'un auvent lorsqu'ils ne sont pas verticaux. Deux autres récifs d'Hermelles ont été mentionnés sur la côte ouest du Cotentin par Jean Jacquet [1956, p. 53-54, fig. 1-3] : a) un récif frangeant établi sur des débris de schistes précambriens le long de la pointe de Carolles-Champeaux ; sa hauteur ne dépasse pas 50 cm ; b) un récif éloigné de la côte (approximativement 48° 42' N, 3° 53' W, Paris) dans le NNW du bec d'Andaine, formé d'une série de petits massifs établis sur de la vase dure. Leur ensemble est à peu près circulaire, avec un diamètre d'environ 1 km et une hauteur dépassant, en plusieurs points 1,5 m.

5. Tous mes remerciements à mon ami Emmanuel Fauré-Fremiet, à qui je dois les photographies du récif des Hermelles du Croisic (été 1930).

6. Le terme de biocoenose a été créé par K. Möbius [1877, p. 75] à propos des Huitres.

7. Le terme thanatocoenose a été créé par G. Lucas et P. Lefèvre [1956, p. 108] à propos des débris de coquilles des sédiments de la baie du Mt-Saint-Michel.

Ouvrages cités.

- AUDOUIN V. et EDWARDS H. M. (1832). — Recherches pour servir à l'histoire naturelle du littoral de la France... Voyage à Granville, aux îles Chausey et à Saint-Malo, t. I, introduction, Paris.
- DAVY DE VIRVILLE A. et BELVAL H. (1938). — Sur la flore marine des roches entre Agon et Blainville. *Bull. Lab. mar. Dinard*, fasc. XIX, p. 53-58, pl. I, fig. 1-2.
- DOLLFUS R. Ph. (1921). — Résumé de nos principales connaissances pratiques sur les maladies et les ennemis de l'Huître. *Off. scient. et techn. Pêches mar., Notes et Mém.*, n° 7, 46 p., fig. 1-2.
- GALAINÉ C. et HOULBERT C. (1916). — Les récifs d'Hermelles et l'assèchement de la baie du Mt-Saint-Michel. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXIII, p. 613-616.
- (1922). — *Id. Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. II, fasc. 2, janv., p. 321-323, fig. 1.
- GOURRET P. (1901). — Sur quelques Annélides sédentaires (Gen. *Hydroides*, *Pomatoceros* et *Hermella*) du golfe de Marseille. *C. R. 30^e sess. Ass. fr. Avanc. Sc. (A. F. A. S.)*, Ajaccio, 2^e partie (1902), p. 685-691, fig. 1-4 b.
- HERDMAN W. A. (1920). — The marine biological station at Port-Erin (Isle of Man). *34th ann. Rep. former Liverpool Mar. Biol. Comm.*, p. 1-32, fig. 1-3.
- JACQUET J. (1956). — Les Hermelles dans la baie du Mt-Saint-Michel. *Mém. Soc. Sc. nat. mathém. Cherbourg*, t. XLVI (1954), p. 53-56, fig. 1-3.
- KERFORNE L. (1923). — Conversation avec M. Ozouf... d'après laquelle les récifs d'Hermelles de la baie du Mt-Saint-Michel seraient en voie de disparition. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. IV, fasc. 4, 4 nov., p. 301.
- LUCAS G. (1959). — Deux exemples actuels de « biolithosores » construits par des Annélides. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 385-389, pl.-texte, fig. 1-8.
- LUCAS G. et LEFÈVRE P. (1956). — Contribution à l'étude de quelques sédiments marins et de récifs d'Hermelles du Mt-Saint-Michel. *Rev. Trav. Inst. Pêches mar.*, t. XX, fasc. 1, p. 85-112, fig.-texte 1-2, pl. I-VI.
- MOEBIUS K. (1877). — Die Auster und die Austernwirthschaft. p. I-VII, 1-126, fig.-texte 1-9 ; 1 carte, Berlin.
- (1893). — Ueber die Thiere der schleswig-holsteinischer Austerbänke, ihre physikalischen und biologischen Lebensverhältnisse. *Sitzungsb. k. preuss. Ak. Wissensch. Berlin*, n° VIII, p. 67-92.
- QUATREFAGES A. DE (1854). — Souvenirs d'un naturaliste, t. I, xv + 507 p. Paris.
- RAMOND-GONTAUD G. (1916-1917). — A propos des mesures conservatrices proposées pour le Mt-Saint-Michel. Observations par M. BAUDOUIN. *Bull. Soc. préhist. France*, t. XIII, n° 12, p. 589-591 et t. XIV, n° 3, p. 143-145, fig. 1. (Résumé in *C. R. somm. S. G. F.*, p. 182.)
- (1921). — A propos d'un article de MM. Galainé et Houlbert sur les Hermelles de la baie du Mt-Saint-Michel, les observations de M. M. Baudouin et une note de M. J. Renaud contestant les conclusions de cet article [lettre communiquée par F. Kerforne]. *Bull. Soc. géol., minér. Bretagne*, t. III, fasc. 1 (1922), 5 mars. p. 60.
- RENAUD J. (1917). — De l'influence des Hermelles sur le régime de la baie du Mt-Saint-Michel. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXIV, p. 549-551. (Analyse par Yves DELAGE in *L'Année biologique*, XXII^e an., 1917, p. 345-346.)
- SAINT-JOSEPH A., baron DE (1894). — Annélides polychètes des côtes de Dinard, 3^e part. *Ann. Sc. nat., Zool. nat.*, 7^e sér., t. XVII, p. 1-395, pl. I-XIII, fig. 1-419.

Observations.

M. G. Lucas remarque : Je me félicite de voir que ma note trop brève a été l'occasion pour nous d'avoir un exposé plus détaillé, en même temps que la révélation de cartes jusqu'alors inédites sur le « Banc des Hermelles » de Cherrueix. Il me paraît utile d'insister sur le fait que l'abondante faune accessoire est, comme l'a fait remarquer M. Dollfus, de peu d'intérêt pour les géologues, n'étant

pas fossilisable, à part quelques Bryozoaires et Serpuliens. D'autre part, il y a une grande différence morphologique entre les buissons, s'élevant autour de la surface, plus ou moins plane, du sable de la baie du Mt-Saint-Michel, et les « coussins » d'Hermelles couramment rencontrés appliqués aux parois verticales des rochers voisins des plages tout au long des côtes atlantiques.

Répartition du genre *Amussium* (Pectinidé) dans le Miocène de la Provence occidentale

par France CATZIGRAS *.

Sommaire. — Les gisements de la Provence occidentale ont révélé l'existence, dans les assises miocènes, des différents représentants du phylum d'*A. pleuronectes* L. Leur présence ne signe pas un approfondissement de la bathymétrie dévolue par les auteurs à ces faciès, mais diverses observations permettent d'envisager qu'il y a très probablement *tendance* à l'approfondissement.

Les études malacologiques du Miocène provençal parues jusqu'ici ont révélé l'existence d'une abondante faune de Pectinidés.

En effet, ceux-ci, avec leur classification et leurs caractères phylogéniques, ont une place à tenir dans l'étude paléontologique des Lamellibranches de cette époque.

Les *Pecten* sont en effet assez caractéristiques et « bons fossiles ». Généralement abondants dans les gisements, ils y sont bien conservés. La nature minéralogique et la structure de leur test, la large ouverture de leurs valves, la teneur en sels minéraux de leur milieu marin, facilitant un envasement ou un encroûtement rapides, permettent leur conservation. Leur étude est donc assez aisée quoique minutieuse. Ils ont été de ce fait l'objet d'une soignée classification ; certains auteurs ont insisté sur leur valeur. Et bien qu'un groupe isolé ne puisse servir de base à une échelle stratigraphique, on ne peut nier en particulier, la distribution assez précise de certaines espèces de *Pecten* et *Chlamys*.

Le genre *Amussium* ne paraît pas être appelé à jouer le même rôle. Se distinguant par un test généralement plus fragile que ne renforce aucune ornementation externe, il ne semble pas avoir été aussi bien conservé par la nature. Il est en effet plus rare dans les gisements, quoique son abondance dans les mers où il vit actuellement permette de supposer qu'il était bien représenté dans les océans tertiaires.

Il est, par contre, l'un des genres de Pectinidés dont la répartition stratigraphique est la plus étendue. S. Gillet [1924, p. 50] signale les *Variamussium* dès le Trias et de temps à

autre dans les séries secondaires. L'étude de ce genre n'est donc pas négligeable.

Depéret et Roman [1928], après avoir défini à nouveau ce genre créé par Rumphius en 1711 et Klein en 1725, le divisent en trois groupes.

I. Espèces à côtes internes apparentes nombreuses : groupe de l'*Amussium pleuronectes*.

II. Espèces à côtes internes peu nombreuses : groupe de l'*Amussium duodecimlamellatum*.

III. Espèces sans côtes internes : groupe de l'*Amussium corneum*.

Parmi les *Amussium* du 1^{er} groupe, les auteurs ont signalé jusqu'ici dans les gisements provençaux :

— *Amussium subpleuronectes* D'ORB. dans l'Aquitainien de Carry [Fontannes, 1879-1882 ; Depéret et Roman, 1928 ; Roger, 1939 ; Catzigras, 1944].

— *Amussium cristatum* BRONN *premut. badense* FONT. dans le Burdigalien supérieur de Beaucaire [Fontannes, 1879-1882 ; Roger, 1939 ; Mongin, 1952].

— *Amussium cristatum* BRONN dans le Tortonien de Cabrières d'Aigues [Mahéo, 1959] et dans le Pliocène de la Provence orientale : Plaisancien et Astien du Niçois, à Biot, Antibes et Cagnes.

Sans reprendre les diagnoses de ces divers *Amussium* très clairement décrits dans la « Monographie des Pectinidés » de Depéret et Roman et par les auteurs précités, nous résumerons ici les caractères spécifiques et différentiels de chacun, sachant que leur caractère

* Note présentée à la séance du 21 mars 1960.

commun est d'avoir des valves extérieurement lisses et costulées à l'intérieur.

A. subpleuronectes D'ORB. : galbe orbiculaire élargi en sa partie supérieure — angle apical (140°) — test assez épais — oreillettes assez fortes et dont la base occupe un peu plus que la moitié du diamètre antéro-postérieur, inéquilatérales; oreillettes postérieures plus développées — bord cardinal presque rectiligne, pas de crête dentelée — 28 à 40 fortes costules internes, rayonnantes géminées et semblant pincées deux par deux à leurs extrémités : taillées en biseau côté externe, arrondies côté interne.

— *A. cristatum* BRONN : galbe suborbiculaire — angle apical (135°) — test assez mince —

oreillettes, dont la base occupe $2/5$ du diamètre antéro-postérieur, légèrement inéquilatérales, ailes antérieures plus développées — bord cardinal formant un angle obtus, ouvert en haut — fines costules internes, rayonnantes, assez régulièrement espacées, ou irrégulièrement groupées deux par deux se terminant un peu avant le bord palléal.

— *A. cristatum* BRONN *premut. badense* FONT. : galbe suborbiculaire mais cependant plus large que haut — angle apical ($138-140^\circ$) — test d'épaisseur variable selon les gisements — oreillettes dont la base occupe un peu plus de la moitié du diamètre antéro-postérieur — bord cardinal de la valve droite à peu près recti-

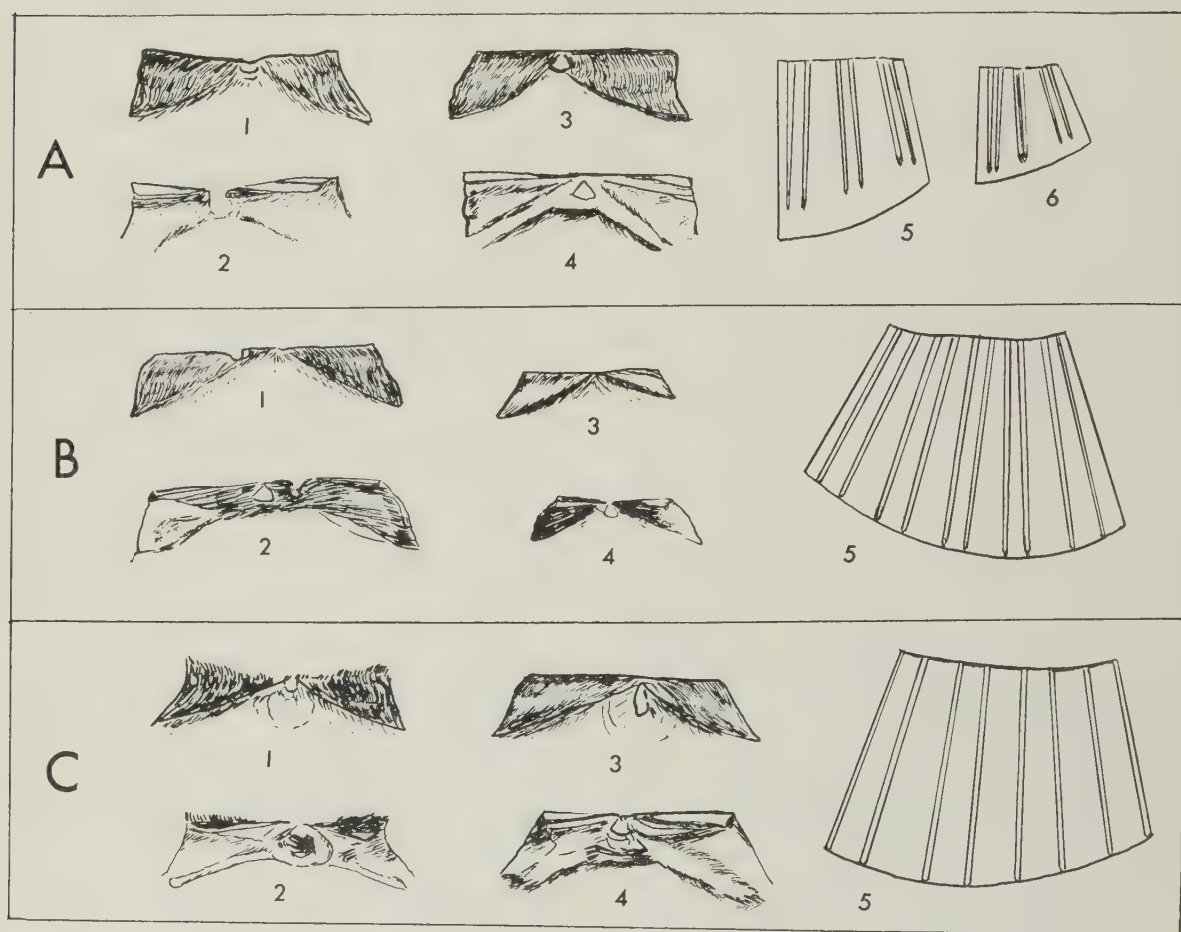


FIG. 1. — *Amussium* du 1^{er} groupe. Gr. nat.

A : *Amussium subpleuronectes* d'ORB. Aquitanien de Carry. — B : *A. cristatus premut. badense* FONT. (1 et 2 : marnes de Baden de Möllersdorf, coll. Hoernes, Mus. de Vienne ; 3 à 5 : mollasse marneuse burdigalienne de Bara, Catalogne, coll. Bataller, Univ. de Lyon). — C : *A. cristatum* BRONN. Plaisancien de Fréjus, coll. Fac. des Sc. de Marseille.

1 et 2 : oreillette droite (1 : face externe ; 2 : face interne) ; 3 et 4 : oreillette gauche (3 : face externe ; 4 : face interne) ; 5 et 6 : lirations internes.

ligne — costules internes rayonnantes plus nombreuses que chez *A. cristatum* BRONN et plus nettement géminées.

Or, une étude dans un vallon de l'extrémité occidentale du chaînon de la Nerthe, près Marseille, nous amène aujourd'hui à compléter ces observations locales. Il existe en effet un gisement d'*A. cristatum* BRONN *premut. badense* FONT. à Ponteau, dans une carrière désaffectée qui fait actuellement partie du territoire de la Plâtrière.

Ces Pectinidés présentent des valves lisses où l'on distingue seulement les lignes d'accroissement tandis que l'intérieur est orné de costules appariées. Leur diamètre antéro-postérieur est légèrement plus grand que leur hauteur. Leur angle apical est de 138 à 140°.

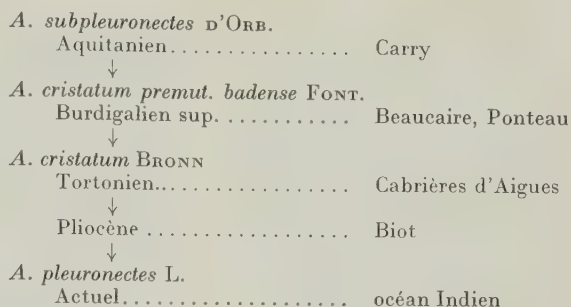
Il s'agit donc bien de la prémutation de l'*Amussium* de Bronn qui n'avait été signalé jusqu'ici en Provence que dans le Burdigalien supérieur de Beaucaire par Chatelet (*in* Depéret et Roman [1928, p. 176]).

Malheureusement, ces échantillons sont en très mauvais état de conservation : le gîte, longtemps utilisé par les exploitants de la mine comme dépôt d'explosifs, est maintenant recouvert d'un placage adhérent (poussières de plâtre très incrustées et fixées par l'humidité) qui ne facilite pas leur extraction.

Des recherches ultérieures permettront peut-être de découvrir dans cette même assise, et dans une zone à l'abri des souillures, d'autres exemplaires susceptibles d'être étudiés plus minutieusement.

La présence d'*Amussium cristatum premut. badense* à Ponteau permet, pour l'instant, de compléter la répartition dans le Miocène provençal des ancêtres de *P. pleuronectes* L. des mers actuelles.

Les auteurs [Roger, 1939, p. 254 ; Catzigras, 1944, p. 33] ont déjà considéré, en effet la parenté d'*A. cristatum* et d'*A. pleuronectes*. On peut d'ailleurs la résumer dans le schéma phylogénique suivant :



Cependant, le petit nombre de gisements actuellement connus en Provence ne nous permet pas encore de tirer une conclusion sur l'écologie de ces *Amussium*.

Il semble que si leur présence est liée en général à des faciès de mer profonde, à des dépôts argilo-sableux [Depéret et Roman, 1928, p. 190], ceux du Miocène inférieur provençal se rencontrent dans des faciès sublittoraux ou en voie d'approfondissement. Ceci explique l'absence de représentants de ce genre dans les assises de l'Aquitanien terminal et du Burdigalien inférieur, dont les seuls affleurements observés dans la région de Carry-la-Couronne sont littoraux, gréseux et même interrompus par une passée continentale d'argile à tuile.

Leur présence dans les faciès de sables jaunes, les grès à galets et à poudingues de l'Aquitanien, la molasse du Burdigalien s'accompagne d'une réaction d'auto-défense contre le milieu ambiant : l'épaisseur du test, enrichi par la teneur en calcaire des eaux, les protège contre les fluctuations des eaux agitées. Cette présence souligne aussi l'origine de ce golfe : il est, en effet, un diverticule d'une mer qui, rapidement, s'approfondit au large. N'oublions pas que la transgression à travers la vallée du Rhône et la dépression périalpine est proche.

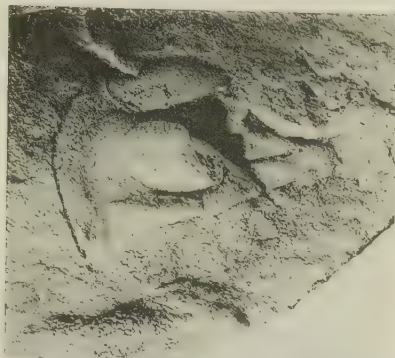
Quant à *A. cristatum* BRONN, signalé par R. Mahéo dans le Tortonien de Cabrières d'Aigues, il n'est qu'un précurseur de la faune profonde des « Marnes bleues » à *Ancilla glandiformis* et *Pleurotoma jouanetti*.

Bibliographie.

- CATZIGRAS F. (1944). — L'Aquitanién marin de Carry-le-Rouet. Thèse, Marseille. III^e partie : Paléontologie (I : Généralité paléontologique sur la faune aquitanienne de la côte provençale. II : Descriptions des espèces rencontrées dans cette faune). Thèse, Marseille (Microfilm C. N. R. S., 1950).
- DEPÉRET Ch. et ROMAN F. (1928). — Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. IV, n° 10.
- FONTANNES F. (1879-1882). — Les Invertébrés du bassin tertiaire du Sud-Est de la France. Les Mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon. Paris, Georg ; Lyon, Savy.
- GILLET S. (1924-1925). — Études sur les Lamellibranches du Burdigalien de Provence. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. I, (1924) et II (1925), n° 3.
- MAHÉO R. (1959). — Les Lamellibranches miocènes de la bordure sud du Luberon (à l'exception des Ostréidées). Dipl. Ét. sup., Marseille.
- MONGIN D. (1952). — Gastropodes et Lamellibranches du Burdigalien de Provence. *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, nouv. sér., sér. C, t. II, fasc. 2.
- ROGER J. (1939). — Le genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe. Conclusions générales sur la répartition géographique et stratigraphique des Pectinidés du Tertiaire récent. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XVII, n° 40.



1



3



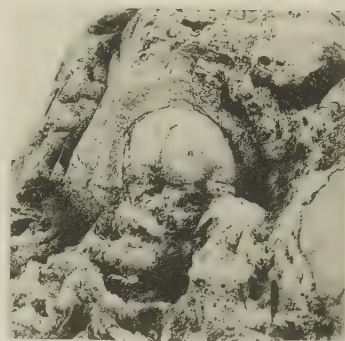
4



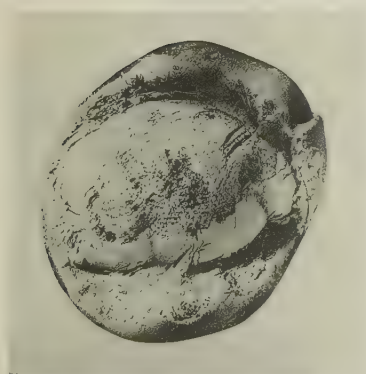
2



5



6



7



8



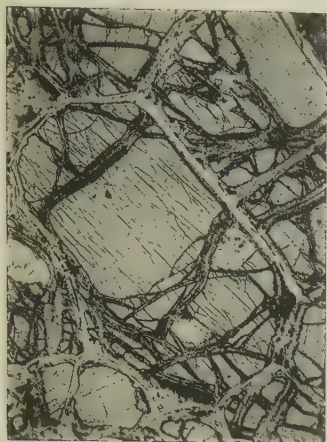
9



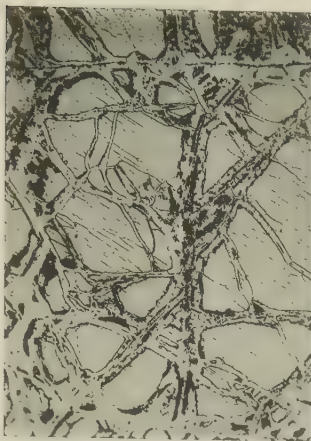
10

a

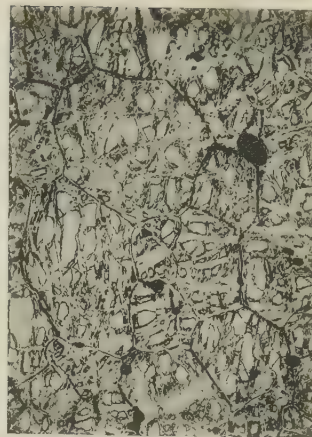
b



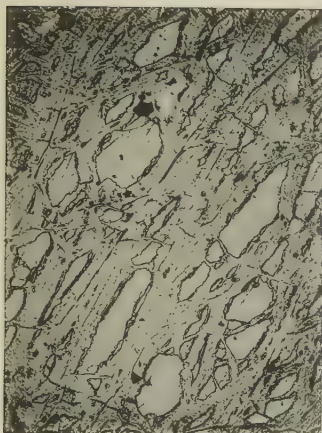
1



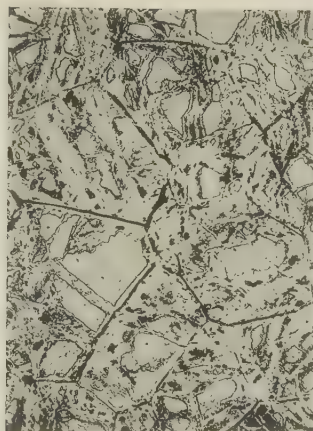
2



3



4



5



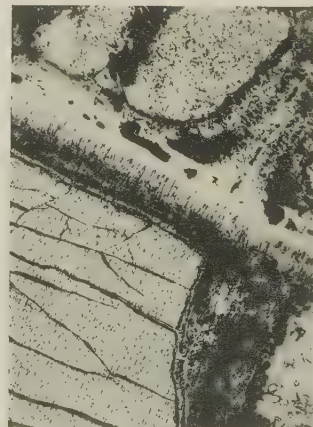
6



7



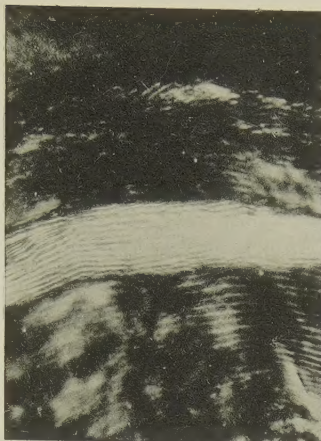
8



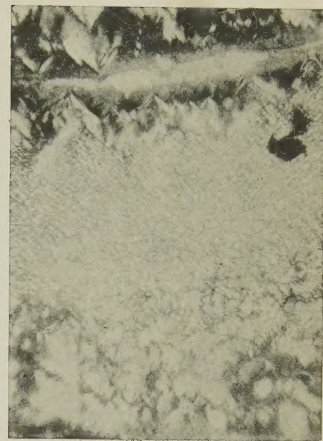
9



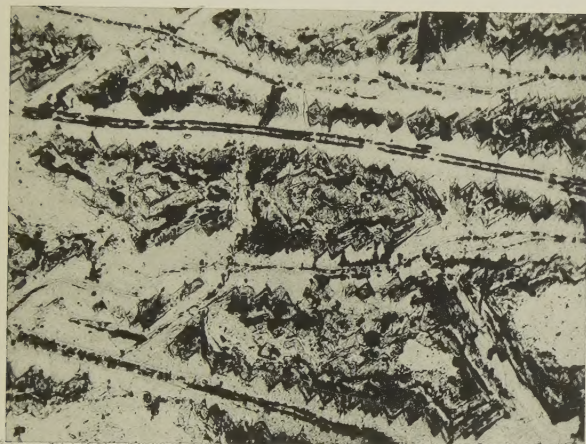
1



2



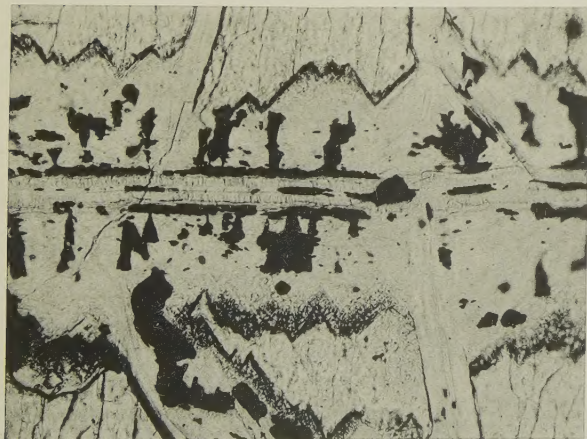
3



4



5



6



7

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.

BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE

TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

1^{re} partie : Mathématiques, Astronomie, Physique, Chimie, Science de l'Ingénieur, Sciences de la Terre.

Taux d'abonnement : France, 120 NF. — Étranger, 150 NF.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S., 16, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14000 p. environ et sera divisé en 6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : 30 NF.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 7 NF. — Étranger, 10 NF.

GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. X (1958) 10 NF.

Vente au Service des publications du C. N. R. S.

TABLE DES MATIÈRES

TOME II, N° 1

	Pages
P. Bordet, P. Cavet et J. Pillet. — La faune silurienne de Phulchauki près de Kathmandu (Himalaya du Népal) (1 pl., 5 fig.).....	3
J.-P. von Eller. — Sur l'extension des « durbachites » et autres roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges (Haut-Rhin) (1 fig.).....	15
D. Chatonier et M. Lasserre. — Les principales sources minéralisées de l'Adamaoua (Cameroun central) (3 fig.).....	19
J.-P. Destombes et E. Raguin. — Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston (Pyrénées de l'Ariège) (1 texte-pl., 2 fig.).....	28
J. Bourcart. — Galets anciens dans les cinérites pliocènes du cap d'Ail (1 fig.).....	38
H. Nonn et J. Tricart. — Étude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne) (2 fig.).....	41
J. Bourcart et G. Boillot. — Étude des dépôts flandriens de l'anse Duguesclin près de Cancale (Ille-et-Vilaine) (2 fig.).....	45
P. Legoux. — Les péridotites de Conakry et du Kaloum (république de Guinée) et leur serpentinisation (2 pl., 3 fig.).....	50
G. Deicha. — Distillations et condensations fractionnées de fluides géochimiques d'origine profonde.....	65
M. Caralp, J. Moyes et M. Vigneaux. — Les séquences biolithologiques du Miocène inférieur du Bazadais.....	71
G. Macheras. — Détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques (8 fig.).....	76
G. Thomel. — Observations sur l'Aptien et sur l'Albien des environs de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes) (1 fig.).....	87
P. Dubois. — Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac (2 fig.).....	94
M. Seronie-Vivien. — Les affleurements sénoniens de la tranchée du gaz de Lacq en Charente (3 fig.).....	98
N. Parjadis de Larivière. — Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasique du massif cristallin du Grand-Châtelard (Savoie).....	108
O. Ducasse, M. Veillon et M. Vigneaux. — La succession stratigraphique représentative du Nummulitique girondin dans le sous-sol de la presqu'île d'Ambès au Nord de Bordeaux (1 fig.).....	113
A. Pelhate. — Remarques sur le Pliocène de Lessay (Manche) (2 fig.).....	127
R. Ph. Dollfus. — Sur un récif actuel : le banc des Hermelles de la baie du Mont-Saint-Michel. Quelques renseignements documentaires (1 texte-pl., 2 fig.).....	133
F. Catzigras. — Répartition du genre <i>Amussium</i> (Pectinidé) dans le Miocène de la Provence occidentale (1 fig.).....	141

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.